



A MAGYAR ÁLLAMI FÖLDTANI INTÉZET

ÉVKÖNYVE

L. KÖTET 2. (ZÁRÓ) FÜZET

A BAKONY HEGYSÉGI JÚRA IDŐSZAKI KÉPZŐDMÉNYEK ÜLEDÉKFÖLDTANI VIZSGÁLATA

ÍRTA: KONDA JÓZSEF

ЕЖЕГОДНИК ВЕНГЕРСКОГО ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА
ANNALES DE L'INSTITUT GÉOLOGIQUE DE HONGRIE
ANNALS OF THE HUNGARIAN GEOLOGICAL INSTITUTE
JAHRBUCH DER UNGARISCHEN GEOLOGISCHEN ANSTALT
VOL. L. FASC. 2. (ULTIMUS)

LITHOLOGISCHE UND FAZIES-UNTERSUCHUNG DER JURA-ABLAGERUNGEN DES BAKONY-GEBIRGES

VON
J. KONDA



MŰSZAKI KÖNYVKIADÓ, BUDAPEST

1970 június

Lektorálták:
DR. GÉCZY BARNABÁS
DR. NOSZKY JENŐ

Szakszerkesztő:
SZABÓNÉ DRUBINA MAGDA

Technikailag szerkesztette:
A M. ÁLL. FÖLDT. INT. KIADVÁNSZERKESZTŐ CSOPORTJA

Fordító:
KORPÁS LÁSZLÓ

Nyelvi lektor:
KECSKÉS BÉLA

Felelős kiadó: Dr. Fülöp József
Megjelent a Műszaki Könyvkiadó gondozásában
Azonossági szám: 0205 — Ívterjedelem 9,5 (A/5 ív)
Ábrák száma: 4+2 melléklet
Példányszám: 1065

69.3588 Egyetemi Nyomda, Budapest. Felelős vezető: Janka Gyula igazgató

TARTALOM – INHALT

Bevezetés	161
A) <i>A vizsgált szelvények leírása</i>	163
1. Lókút—Eplény—Olaszfalu környéke	163
a) Káváshegy	164
b) Lókúti-domb	169
c) A Középhát és a Középhát—Káváshegy közötti terület	172
d) Mohoskő	173
e) Kericsér	174
f) A Papodhegy ÉK-i oldala	176
g) Kishát	177
h) Az eplényi mangánércbányászat K-i, ÉK-i peremterülete	178
i) Olaszfalui Eperkéshegy	179
j) Olaszfalui Somhegy és környéke	181
2. Kardosrét környéke	182
3. Kőrishégy—Kékhégy	183
4. Szépalma-pusztá	185
5. Bakonybéli Somhegy	186
6. Somhegy-pusztá—Herend—Hárskút közötti terület	188
a) Gyenespusztá környéke	189
b) Tobánypusztá környéke	190
c) Kisnyerges-árok	191
d) Közösküti-árok	192
e) Kutatófúrások	193
7. Űrkút—Szentgál környéke	194
8. Sümeg	195
9. A Bakony és a Vértes hegység közötti terület, Mór—Bodajk—Balinka környéke	197
B) <i>Üledékföldtani és fáciesviszonyok</i>	200
I. A kőzetek mikroszkópos jellegei	202
II. A júra képződmények hézagossága	203
A vizsgált hézagos rétegsorok jellegei és folyamatos rétegsorokkal való kapcsolatuk	205
III. Diagenetikus jelenségek	208
C) <i>A mangánércleltetés kérdése</i>	213
D) <i>Ösföldrajzi, fejlődéstörténeti következtetések</i>	218
E) <i>Az elvégzett munka gyakorlati vonatkozásai</i>	224
Irodalom	256

A) <i>Lithologische und Faziesverhältnisse</i>	227
I. Mikroskopische Merkmale der Gesteine	229
II. Diskontinuität (Lückenhaftigkeit) der Jura-Bildungen	231
Lithologische Merkmale der untersuchten lückenhaften Schichtenfolgen und ihre Verbindung mit den kontinuierlichen Schichtenfolgen	234
III. Diagenetische Prozesse	237
B) <i>Die Frage der Manganerzbildung</i>	242
C) <i>Paläogeographie, Entwicklungsgeschichte</i>	248
D) <i>Praktische Beziehungen</i>	254
Bibliographie	256

A Bakony hegységi júra időszakai képződmények üledékföldtani vizsgálata*

Írta

DR. KONDA JÓZSEF

a föld- és ásványtani tudományok kandidátusa

* 1967. május 2-án a Tudományos Minősítő Bizottság előtt nyilvános vitában megvédett kandidátusi értekezés. Kézirat lezárva 1966. október hóban.

A) A VIZSGÁLT SZELVÉNYEK LEÍRÁSA

1. Lókút—Eplény—Olaszfalú környéke

E terület júra képződményeire vonatkozó első utalások TAEGER H. (1911, 1915) munkáiban találhatók. Lókút—Eplény környékéről alsóliász krinoideás—brachiopodás mészkövet, a Káváshegy—Lókúti-domb területéről a triász képződményekből kifejlődő, Brachiopodákat is tartalmazó „dachsteini típusú” alsóliász mészkövet, alsóliász brachiopodás „hierlatz” mészkövet, középsőliász cephalopodás mészkövet, mangántartalmú tűzkőpadokat és feltehetően a felsőliász—dogger lemezes tűzköves posidonias mészkővel vagy a bath—kallovi radiolarittal azonosítható kovasavtartalmú vékony palás márgákat jelez. Később az olaszfalui Vadalmáson (ma Somhegy) jelzett „júrakorbéli cephalopodás mészkő” közel teljes malm sorozatnak, az olaszfalui Eperkéshegyről és a zirci Kakasdombról „nagy elterjedésben” jelzett titon krinoideás mészkőve ellenben apti krinoideás mészkőnek bizonyult (FÜLÖP, 1964).

WEIN GY. (1934) titon képződményekkel foglalkozó munkájában a TAEGER által említett júrakori cephalopodás mészkövet alsó szakaszán rózsaszínű, felső részén fehér, tűzkőtartalmú titon mészkőnek jelzi. Az olaszfalui Eperkéshegyen sárgásfehér, krinoideás, törpe Ammoniteszeket tartalmazó titon mészkövet is felismert. A Káváshegy—Lókúti-domb területéről — TELEGDI ROTH KÁROLY-ra hivatkozva — a triásztól a neokomig terjedő „összefüggő, konkordáns” júra rétegsort ismert. Közlése szerint az alsóliászt a dachsteini mészkőre konkordánsan települő dachsteini liász, majd hierlatz fáciesű brachiopodás mészkő és ammoniteszes padokkal váltakozó vörös, tűzkőrétegeket tartalmazó krinoideás mészkő képviseli. A középsőliászt „tarka cephalopodás fáciesű” mészkő, a felsőliászt kovasavas márga jelzi. E márgára vékony, szürke színű, cephalopodás dogger mészkő települ. A rétegsor további tagjaiként a középsődoggertől a kimmeridgeiig terjedő, igen finom szemű, erősen kovasavas, tűzkőlelencsét tartalmazó, alsó részén fehér, felső szakaszán rózsaszínű márgát, vörös gumós, vörös tűzkőgumókat tartalmazó, Aspidocerasokkal jelenlétével jellemzett titon képződményt, ebből kifejlődő fehér, gumós szerkezetű, barna tűzkőgumókat és Hoplitescsöket tartalmazó titon mészkövet, valamint az erre üledékfolytonosan következő „biancone típusú” neokom mészmárgát sorolja fel.

TELEGDI ROTH K. a Káváshegy—Lókúti-domb rétegsorának hivatkozásként közzétett leírását pontosabbá teszi (1935). A középsőliász ammoniták rétegek felett halvány ibolyásszürke színű krinoideás rétegeket jelez. Az e felett települő, WEIN GY. által szürke kovasavas márgának ítélt, tűzköves mészkősorozatban apró kagylók (Posidonomyák) jelenlétét ismerte fel, s e képződményt a felsőliász—alsódoggerbe helyezte. A júra egészét átfogó szelvény vastagságát 400 m-ben adta meg. A Lókúti-domb—Káváshegy júra szelvényének TELEGDI ROTH K.-tól származó nagyvonalú leírását később KOVÁCS L. néhány kisebb részlet tekintetében módosította (1936).

IFJ. NOSZKY J. (1935) a dachsteini típusú liászra következő, hierlatz fáciesűnek leírt rétegek fölötti sorozat alsó részében „posidonomyás rétegek” közbetelepülését jelzi.

Részletező jellegű, kisebb területegységeket ismertető földtani leírások

Kovács L. (1934, 1936, 1949, 1951, 1956) megjelent munkáiban találhatók. A Káváshegy—Lókúti-domb liász szelvényeiből kikerült ősmaradványok általa történt leírása ma is alapja e képződmények rétegtani besorolásának. Közölt szelvényleírásait az azóta elvégzett részletes, több ponton mesterséges feltárásokra alapozott vizsgálatok azonban jelentősen módosították. Utalt a liász képződmények fácies-változékonyságára, az egymás mellett levő szelvények eltérő fáciesjellegeit azonban az üledékgyűjtő más helyein keletkezett képződménysorok horizontális elmozdulás során történt egymás mellé kerülésével magyarázta.

A bakonyi 5000-es felvételező munkája során IFJ. NOSZKY J. oldotta meg az Olaszfalu—Lókút—Eplény környéki júra képződmények foltszerű térképi ábrázolását (1957). „Magyarország juraképződményei” c. munkájában (1961) Lókút—Eplény területén folyamatos, az egész jurát átfogó üledékképződést jelez.

Az eplényi mangánércbányászat területén FÖLDVÁRI A. (1933, 1940), SZABÓNÉ DRUBINA M. (1957, 1959a, 1961), SIKABONYI L. (1953, 1954) és CSEH NÉMETH J. (1963) bővítette üledékköldtani ismereteinket. Lókút környékén és az olaszfalui Eperkéshegyen a felsőtiton és ebből folyamatosan kifejlődő alsókréta képződmények részletes vizsgálatát FÜLÖP J. végezte el (1964). Az alsókréta képződmények vizsgálata során az olaszfalui Eperkéshegyen üledékhézaggal települő júra rétegeket is feltárt (1964a, 1964b).

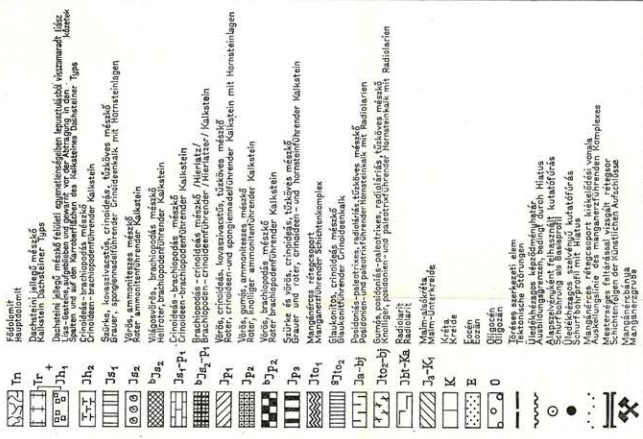
A jelen munka néhány eredményének előzetes ismertetése során (1964) a szerző, mesterséges feltárások részletes vizsgálatára alapozva, néhány részletében módosította, ill. pontosabbá tette a Káváshegy—Lókúti-domb liász szelvényét. Közölte, hogy a rétegsorban diszkontinuitás csupán a mangánérces rétegcsoporthoz alsó határán található. A Papod északi előterében Fenyveskút és Mohoskő között, valamint az Eperkéshegy és az eplényi mangánérces terület keleti pereme által kijelölt sávban üledékhézagok júra képződmények jelenlétét ismerte fel és kimutatta, hogy ezek kétoldról mintegy közrefogják a Káváshegy—Lókúti-domb folyamatos rétegsorú júra képződményeit.

Vizsgálataink e területen a munka első szakaszában felismert üledékhézagos és folyamatos rétegsorú területrészek üledékköldtani jellegének és fácieskapcsolatának tisztázására irányultak. A részletesen vizsgálandó szelvények kiválasztását is e szempont vezérelte. A lehetőleg kifejlődési egységeként kiválasztott és mesterséges feltárásokkal részletesen vizsgálhatóvá tett *típuszelvényekben rétegről rétegre haladó* (nagyobb vastagságú rétegcsoporthoz esetében összehasonlítható jellegű, de a képződményhatárokon mindenkor részletekbe menő) *vizsgálatokat végeztünk*. A feltárt szelvények közötti területeken a képződmények megismert típusjellegeinek, ill. ezek esetleges változásainak követésére törekedtünk.

a) Káváshegy

A Káváshegy területéről Kovács L. (1934) teljes liász rétegsor részletes leírását közölte. Azonos időszakaszban keletkezett, eltérő fáciesű képződményeket mutatott ki. Ezek egymás mellé kerülését horizontális elmozdulások hatásával magyarázta (1951).

Az Eplénytől délre elhelyezkedő, közel ÉNy—DK irányban húzódó Káváshegynek ÉNy-i, Lókút felé eső részén található liász képződmények ÉNy felé hajló tengelyű lapos teknőszerű réteghajlatot képeznek. A hegytetőn és a



hegy DNy-i lejtőjének felső szakaszán található alsó—középsőliász képződmények nagy vonalakban megegyező kifejlődésűek. Az É-i lejtőn azonban részben eltérő fáciesű képződmények találhatók.

A DNy-i lejtőn és a hegy gerincevonalának körzetében található képződmények főbb jellegeit, települési egymásutánját, valamint a régebbi és a jelen vizsgálatok eredményei között tapasztalható eltérést az 1. ábra szemlélteti. Üledékföldtani, földtani kifejlődési szempontból a korábbi vizsgálati eredményekhez viszonyított legjelentősebb eltérés az, hogy e rétegsorban nem az ammoniteszes, hanem a krinoideás—kovaszivacstűs jelleg az uralkodó. A korábban viszonylag jelentős vastagságúnak jelölt ammoniteszes mészkövek a krinoideás—kovaszivacstűs, tűzköves összetételben változó vastagságú (többnyire vékony), kiemelkedő képződményekként jelentkeznek.

A rétegsor egyes képződményeinek fontosabb jellegei a következőkben vázolódnak.

A dachsteini típusú liász mészkő legfelső, szürkésfehér, sárgásfehér vagy halványvörös árnyalatú, több helyen oolitos rétegeire pszeudoolitos mészsizap-rögös*, világosvörös, világos lilásvörös, egyenetlenül színezett, finom- és aprószemcsés, egyes rétegekben közép- és nagyszemcsés, igen gyéren Brachiopodákat és apró szabályos Echinoideákat is tartalmazó mészkő települ (I. melléklet Jh₂). Kovács L. (1951) adatai alapján a hettangi emelet magasabb részébe tartozik.

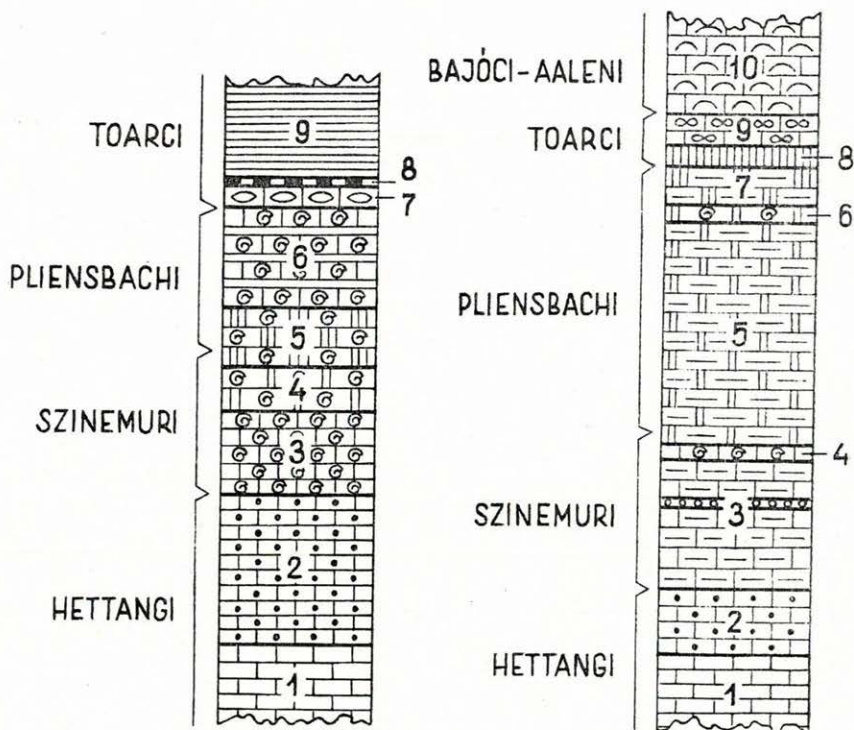
E képződményből, a Crinoideák adta jelleg háttérbe szorulásával, lilás árnyalatú világosvörös, halványvörös árnyalatú szürke és világosszürke, finomszemcsés, majdnem tömött, esetenként aprószemcsés mészkő fejlődik ki. Ez szabálytalan alakú sárgásbarna, világosszürke, ritkábban vörös árnyalatú sárgásszürke tűzkőbetelepüléseket tartalmaz. A sorozat egyes szakaszain a tűzkő túlsúlyba kerül (I. melléklet Js₁). Az általunk részletesen vizsgált szelvényben e rétegcsoport felső harmadát két vékony ammoniteszes közbetelepülés tagolja. Az alsó, mintegy 50 cm vastag betelepülés, a tűzkőtartalom azonossága és a rétegcsoport főbb lithológiai jellegeinek megmaradása mellett, alig észlelhetően agyageres. A második, a rétegcsoport valamivel magasabb szakaszán jelentkező 15 cm vastag betelepülés agyagos—gumós, a gumókban lilásvörös, finomszemcsés mészkő. A rétegcsoport legfelső, mintegy kétméteres szakaszán a vörös színeződés és a tűzkőtartalom túlsúlyra jutása figyelhető meg. Itt a tűzkő gyengén lilás árnyalatú vörösbarna, s csak alárendelten szürkésen árnyalt. A mészkő lilásvörös, világosvörös. A rétegcsoport egészét az egy- és négytengelyű kovászivacstűk nagy mennyisége, a csaknem minden rétegben viszonylag jelentős mennyiségben jelentkező Echinodermata, főleg Crinoidea töredékek és az általában kis számban, de rendszeresen megtalálható fenéklakó Foraminiferák jellemzik. Egyéb ősmaradványok általában alárendelt mennyiségben és csak egyes rétegtagokban találhatók.

A rétegsor következő, mintegy másfél méter vastag tagja a fekvő rétegcsoport legfelső rétegeiből a tűzkőtartalom kimaradásával kifejlődő, vörös, alsó részén egyenetlenül színezett lilásvörös, foltos finomszemcsés, majdnem tömött, helyenként kissé gumós ammoniteszes mészkő (I. melléklet Js₂). A szelvény folytatásában az ammoniteszes mészkőből gyors átmenettel kifejlődő, az alsópliensbachit kitöltő, jelentős vastagságú világosvörös, barnás-

* A nevezéktani leírást lásd „A kőzetek mikroszkópos jellegei” c. fejezetben.

A
KOVÁCS L. 1956, 1963

B
KONDA J. 1964



1. ábra. A Kávashegy gerincén és DNy-i lejtőjén lévő liász képződmények összevont szelvényei

A) szelvény: 1. dachsteini típusú liász mészkő, 2. tömör, rózsaszín brachiopodás mészkő, 3. tömör, világosszürke, ammoniteszes mészkő, 4. tömör, világosvörös, foltos, ammoniteszes mészkő, 5. tömör, vörös, tüztköves, ammoniteszes mészkő, 6. tarka, cephalopodás fáciesű mészkő, 7. világosbarna, leveles, mangángumós mészkő, 8. sárgás, durván crinoideás mészkő, 9. világosszürke, kovás, lemezes mészkő. — B) szelvény: 1. dachsteini típusú liász mészkő (Jh₁), 2. crinoideás—brachiopodás mészkő (Jh₂), 3. szürke, kovaszivacsos, crinoideás, tüztköves mészkő, ammoniteszes lencsékkel (Js₁), 4. vörös, ammoniteszes mészkő (Js₂), 5. vörös, ammoniteszes, kovaszivacsos, tüztköves mészkő (Jp₁), 6. vörös, gumós, ammoniteszes mészkő (Jps), 7. szürke és vörös, crinoideás, tüztköves mészkő (Jp₂), 8. mangánérces rétegcsoport (agyagos-oxidos) (Jto₁), 9. glaukonitos, crinoideás mészkő (Jto₂), 10. posidonias-paleotrixes, radioláriás, tüztköves mészkő (Ja-bj)

Abb. 1. Zusammengefasste geologische Profile der Lias-Bildungen auf dem Kamm und dem Gehänge SW des Kávas-Berges

Profil „A“: 1. Lias-Kalkstein Dachsteiner Typs, 2. dichter rosafarbiger, brachiopodenführender Kalkstein, 3. dichter, hellgrauer, ammonitenführender Kalkstein, 4. dichter, hellroter, fleckiger, ammonitenführender Kalkstein, 5. dichter, roter, hornsteinführender Ammonitenkalk, 6. bunter Cephalopodenkalk, 7. hellbrauner, blätteriger, manganknollenführender Kalkstein, 8. gelblicher, grober crinoideenführender Kalkstein, 9. hellgrauer, kieseliger Plattenkalk. — Profil „B“: 1. Lias-Kalkstein Dachsteiner Typs (Jh₁), 2. crinoideen-brachiopodenführender Kalkstein (Jh₂), 3. grauer, spongiennadel-, crinoideen-, hornsteinführender Kalkstein mit Ammonitenlagen (Js₁), 4. roter, ammonitenführender Kalkstein (Js₂), 5. roter, crinoideen-, und spongiennadelführender Hornsteinkalk (Jp₁), 6. roter, knolliger, ammonitenführender Kalkstein (Jps), 7. grauer und roter, crinoideen- und hornsteinführender Kalkstein (Jp₂), 8. manganerzführender Schichtenkomplex (tonig-oxider) (Jto₁), 9. glaukonitführender Crinoideenkalk (Jto₂), 10. posidonien-, paleotrix- und hornsteinführender Kalkstein mit Radiolarien (Ja-bj)

vörös, krinoideás—kovaszivacstűs mészkő települ. E barnásvörös, élénk vörös (piros) tűzkőbetelepülésekkel, egyes szakaszain a tűzkő túlsúlyra jutásával jellemzett, legalsó rétegeiben helyenként posidoniás mészkő egyes szakaszai gyengén gumósak s igen gyér, rossz megtartású Ammonites faunát tartalmaznak (I. melléklet Jp₁).

A leírt rétegesoportokat a Káváshegy legkiemelkedőbb részén az 531,9 m-es magassági pont környezetében tártuk fel. E területre szén Kovács L. (1951) térképvázlatán tömör, világosszürke ammoniteszes mészkövet (α_2); tömör világosszürke, majd lilás rózsaszín foltos ammoniteszes mészkövet (α_3 — β_2); tömör vörös tűzköves ammoniteszes mészkövet (β_3 — γ) és vörös gumós cephalopodás mészkövet (δ) jelölt.

A „tömör világosszürke ammoniteszes mészkő” faunája, a szürke színárnyalatokkal jellemzett tűzköves sorozatba települt ammoniteszes rétegek-ből származhat, s a szinemuri mélyebb szakaszát jelzi. További három képződményének faunája azonban — a mesterséges feltárás nélkül, jobbra csak törmelék-ből végzett gyűjtés folytán — eltérő képződmények-ből származó, kevert fauna lehet. A „tömör, világosvörös, helyenként világosszürke, majd világos rózsaszín foltos, ammoniteszes mészkő” faunája nagyrészt a szürke színárnyalatokkal jellemzett tűzköves sorozat fedőjében levő vörös, finomszemcsés, majdnem tömött, de egyenetlen rétegfelszínű ammoniteszes mészkő-ből származhat. Miután a fauna leírója is megjegyzi, hogy a leírt fajok nagy része a szinemuri magasabb részét jelzi, a vörös finomszemcsés ammoniteszes rétegeket a szinemuri zárótagjának tekintjük.

A krinoideás, kovaszivacstűs, tűzköves — cephalopodákat csak egyes szakaszokon, ott is csak elvétve, rossz megtartási állapotban tartalmazó — sorozat Kovács L. „tömör vörös tűzköves ammoniteszes mészkő” képződményének felel meg.

Kovács L. által a háromszögelési pont környezetében jelölt, az *Amaltheus margaritatus* övébe helyezett, vörös, gumós cephalopodás mészkő jelenlétét — melyet a csúcsot sapkaszerűen borító, lepusztulásból visszamaradt képződménynek vélt — az e ponton szabályos dőlésben települő felsőszinemuri és alsópliensbachi rétegek jelenléte kizárja. Az általa megjelölt két gyűjtési pont közül az egyik, mely megjegyzése szerint a fauna zömét szolgáltatva, vizsgálataink szerint az alsópliensbachi krinoideás, kovaszivacstűs, tűzköves sorozat fedőjébe tartozik. A két eltérő ponton végzett gyűjtés magyarázhatja a leírt néhány mélyebb középsőliász alaknak a felsőpliensbachi alsó részében való „előfordulását”. A krinoideás—kovaszivacstűs, tűzköves alsópliensbachi rétegesoport fedőjében a felsőpliensbachi alsó részét képviselő vörös agyag-eres, vagy agyagos—gumós cephalopodás mészkő található (I. melléklet Jp₂). Jellemző, hogy a makrofaunát tartalmazó rétegek között néhány cm vastagságú, nagyszemcsés, agyagos, krinoideás mészkőrétegek is jelentkeznek.

Fedőjében ismét krinoideás tűzköves rétegesoport települ. E rétegesoport alsó része leggyakrabban világosvörös, barnásvörös vékonyréteges, barnásvörös tűzkőbetelepüléseket tartalmazó mészkő (I. melléklet Jp₃). Felső része világosszürke, sárgásszürke, szürkéssárga, foltokban gyakran mangán-oxid színezett és sárgásszürke tűzkőbetelepüléseket tartalmaz. E kőzetből egy-két rossz megtartású Brachiopoda és Ausseites (*Atractites*) is előkerült. Mikrofaunájában az Echinodermata-töredékek mellett leggyakrabban kovaszivacstűk, Radiolariák, és fenéklakó Foraminiferák találhatók.

E képződményre — esetenként vékony mangán-oxid kéreg közvetítésé-

vel — sárga, téglavörös, fekete, szervesanyag-tartalmú, vékony oxidos mangánérc-zsinórokat, kisebb oxidos ércelencsákat tartalmazó agyagos, „oxidos mangánérces” rétegcsoport települ (I. melléklet Jto₁). Közvetlen fekvőjének megjelenésmódja, a krinoideásság megmaradása mellett, az ismertetett, leggyakoribb kifejlődéstől egyes szelvényekben eltér.

A Káváshegy É-i oldalának felső lejtőperemén létesített két feltárásban az agyagos mangánérces rétegcsoport fekvőjének megjelenésmódja a következő. Az I. mellékleten 2. számmal jelölt feltárásban az alsópliensbachit réteges, helyenként vékonyréteges, világosvörös, barnászvörös, vörösbarna tűzkőbetelepüléseket és felfelé szaporodó agyagos—gumós beütéseket tartalmazó krinoideás—kovaszivacstűs mészkő képviseli (I. melléklet Jp₁). A felsőpliensbachi alsó részén megismert agyagos—gumós cephalopodás mészkövet a szelvényben barnászvörös, agyagos—gumós jellegű mangánoxidál színezett foltokat és néhány rozsdavörös, vékonylemez, agyagos közbetelepülést tartalmazó krinoideás mészkő helyettesíti (I. melléklet Jp₂). Kevés rossz megtartású Cephalopoda csak egy vékony, gumós, de krinoideás mészkőrétegből került elő. A felsőpliensbachi zárótagjaként a sárgásfehér, világos szürkéssárga színű, sárgásszürke tűzkőbetelepüléseket tartalmazó krinoideás mészkő következik (I. melléklet Jp₃), melyre vékony (1—3 cm) oxidos mangánérc-kéreg után az agyagos, oxidos mangánérces rétegcsoport települ.

E feltárástól kissé nyugatabbra (I. melléklet 3. sz. feltárás) az agyagos, oxidos mangánérces rétegek közvetlen fekvőjében vékony (mindössze 10 cm), szürkéssárga krinoideás mészkő van. Ez alatt 40 cm vastag oxidos mangánérces tűzkő (I. melléklet Jto₁), majd világos barnászvörös, vörösbarna, gyengén agyagos—gumós jellegű, gyakran mangánoxidál szürkésre színezett krinoideás mészkő található (I. melléklet Jp₃).

A Káváshegyen a mangánérces rétegcsoport fedőkőzete vékonyan rétegzett, túlnyomóan barnászvörös, zöldesvörös, ritkábban sárgásszürke, barnászszürke, glaukonitos krinoideás mészkő (I. melléklet Jto₂). Mikrofaunája az uralkodó Echinodermata-töredékek mellett elsősorban fenéklakó Foraminiferákból, apró csigákból és ritkábban megjelenő igen apró Ammoniteszekből áll. Glaukonittartalma a Foraminiferák, apró csigák és igen apró Ammoniteszek kitöltéseként jelentkezik.

E glaukonitos sorozat felett lemez, tűzköves posidoniás—paleotrixes mészkő található (I. melléklet Ja-bj). Vékonysíszolataiban vékony, körömszerűen hajlított vagy hajladozó vonalként jelentkező metszetek tömege mellett, jóformán csak Radiolaria-metszetek figyelhetők meg.

A Káváshegy északi lejtőjét a hegytetőn és a délnyugati lejtőn megismerttől részben eltérő jellegű képződménysor építi fel. Itt a szinemurit és az alsópliensbachi nagy részét krinoideás mészkő képviseli (I. melléklet Js_{1-p1}), melynek alsó szakaszán a Crinoideák mellett a Posidoniák felszaporodása, egyes rétegekben túlsúlyra jutása figyelhető meg. E rétegsor és a hegytetőről leírt rétegsor kapcsolatára utal az, hogy a képződmények csapását a hegytetőtől az északi lejtő felé nyomozva, a tűzkőtartalom a mélyebb tagokban fokozatosan kimarad. E rétegsorban Kovács L. (1942, 1951), néhány Arnioce-ras-lenyomat alapján, tömör vörös rózsaszín, világosvörös ammoniteszes mészkövet különített el. E rétegek térképi elkülönítését csekély vastagságuk és a sorozat egyéb tagjaitól lényeges eltérést sem mutató jellegeik nem tették lehetővé. A leírt fauna alapján e képződmény a hegytetőn levő szürke színárnyalatú tűzköves sorozat faunás rétegeinek időbeni megfelelője.

b) *Lókúti-domb*

Liász képződményeket a Lókúti-domb Káváshegy felé eső DK-i sarkán, lényegében a Kovács L. (1936) által leírt két szelvény nyomvonalát követve — a hosszabb szelvényben rétegről rétegre menő pontossággal — vizsgáltuk (I. melléklet 4. sz. feltárás).

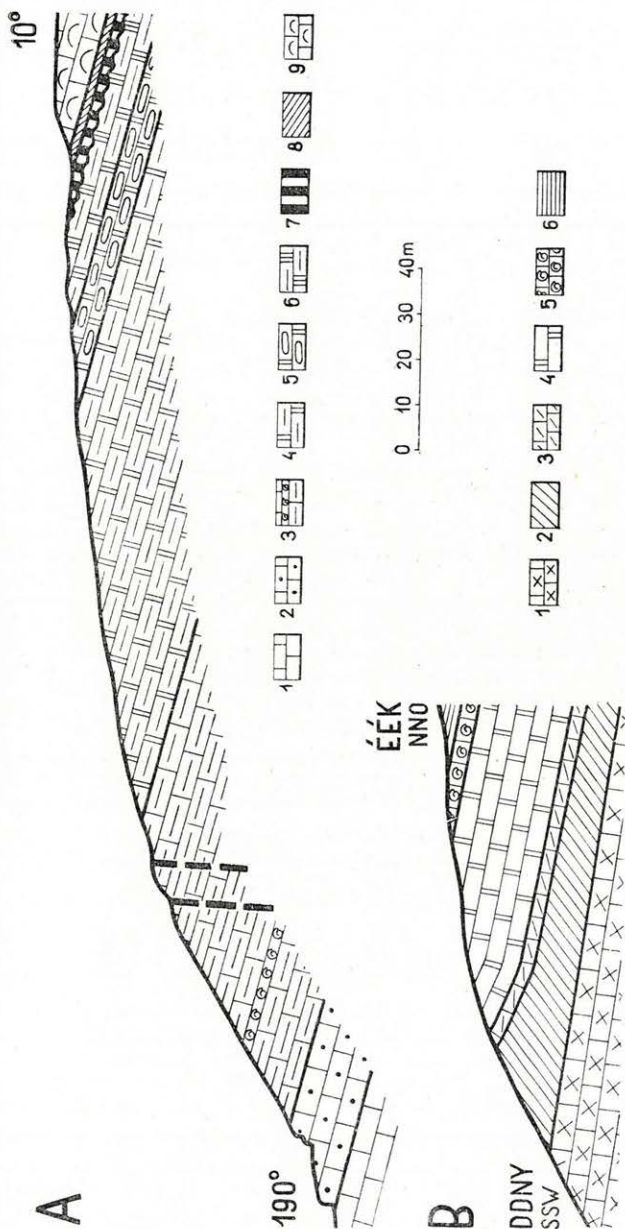
A mesterségesen feltárt szelvényben végzett részletes vizsgálat a korábbi leírást — a Káváshegyen tapasztaltakhoz hasonlóan — módosította.

A korábban jelzett alsóliász ammoniteszes képződményeket itt egyetlen, mintegy félméter vastag közbetelepülés alkotja. A felsőpliensbachi alsó részét jelző „vörös gumós cephalopodás mészkő” és a „világosszürke, kovás, lemezes mészkő” között jelzett 10–15 cm-nyi „vékonyan rétegzett, erősen krinoideás, lilásrózsaszín és szürke mészkő” helyett, mintegy 6 m vastagságban a pliensbachi zárószakaszát képező krinoideás tűzköves rétegcsoportot találtuk. E felett települ a 3 m vastagságot megközelítő mangánérces rétegcsoport. Nem igazolódtak az egymáshoz közel eső két szelvény alsó—középsőliász rétegsorában jelzett, nagyobb fácies- és vastagság-különbségek sem.

Az újonnan vizsgált szelvényt a 2. ábrán mutatjuk be. Az egyes képződmények főbb jellegeit az alábbiakban vázoljuk.

A szelvény legidősebb képződménye a szürkésfehér, sárgásfehér, dachsteini típusú, oolitos alsóliász mészkő (I. melléklet Tr + Jh₁). Fedőjében halványvörös, világosvörös, vörös, barnásvörös finom- és aprószemcsés, egyes rétegekben középszemcsés krinoideás mészkő települ (I. melléklet Jh₂), mely alsó rétegeiben viszonylag gyakrabban, felső szakaszán csak elvétve tartalmaz Brachiopodákat. E korábbi faunahatározások alapján a hettangi emeletbe sorolható rétegcsoport tagolását — bár az egyes rétegek között szín és szemcseméret tekintetében kisebb eltérés tapasztalható — az azonos mikroszkópos jellegek és a kikerült Brachiopoda fauna kisebb korjelző értéke nem teszi célszerűvé. Csiszolataiban mikroszkóppal vizsgálva változó mennyiségű, de a rétegcsoport minden rétegében megtalálható Echinodermata (Crinoidea) váztöredékek uralkodnak. Az alárendelten, de rendszeresen megjelenő fenéklakó Foraminiferák, az elsősorban a finomszemcsés változatokban jelentkező, kalcitosodott szivacsstűk és a különösen az apró és középszemcsés változatokban fellépő, jellegzetes mészsizaprogös szövet a feltűnő.

E sorozat felett világosvörös, világos szürkésvörös színárnyalatokkal jellemzett, helyenként egyenetlenül színezett, szürkésvörös, világos vörösszürke tűzköbetelepüléseket tartalmazó, uralkodóan finomszemcsés, majdnem tömött mészkőrétegek következnek (I. melléklet Js₁). Csiszolataiban mikroszkóppal vizsgálva igen jellemző az Echinodermata-váztöredékek jelenléte mellett a kovaszivacsstűk felszaporodása. A bentosz-Foraminiferák alárendelt mennyiségűek, de a rétegsor minden részében jelen vannak. Feltűnő továbbá a mészsizaprogös szövet háttérbe szorulása. A rétegcsoport második harmadának alsó részén mintegy 0,5 m vastag világosvörös, finomszemcsés, ammoniteszes mészkőközbetelepülés mutatkozik, e felett néhány vékony, a főbb litológiai ismérvek megmaradása mellett, gyengén gumóssá váló réteg közbeékelődése tapasztalható. Az ammoniteszes mészkő közbetelepülésből a tűzkőtartalom és a kovaszivacsstűk kimaradnak. Mikroszkóppal Crinoidea vázrészecskék, fenéklakó Foraminiferák és igen apró Ammoniteszek figyelhetők meg. A néhány vékony gumós jellegű közbetelepülésben a bezáró rétegek mikrofaunája (kovaszivacsstűk, Echinodermata töredékek, fenéklakó Foraminiferák)



2. ábra. A) szelvény, szerkesztette KONDA J. 1964.: Földtani szelvényvázlat a Lókúti-dombról (az I. mellékleten a 4. sz. feltárás) I. Dachsteini típusú liász mészkő (Tr-Jh.), 2. crinoideás-brachiopodás mészkő (Jh.), 3. szürke, kovaszivacsos, crinoitás, tűzköves mészkő, ammoniteszes lecsékekkel (Js.), 4. vörös, crinoideás, kovaszivacsos (alsó szakaszon posidonias), tűzköves mészkő (Jh.), 5. vörös, gumós, ammoniteszes mészkő (Jh.), 6. szürke és vörös, crinoideás, tűzköves mészkő (Jh.), 7. mangánérdes rétegcsoport (agyagos, oxidos) (Jh.), 8. mangánérdes rétegcsoport (mangánkarbonátos, radioláriás márga), 9. posidonias, paleotrites, radioláriás, tűzköves mészkő (Ja-bj).

B) szelvény: A Lókúti-domb II. rögnékel földtani szelvénye Kovács L. (1936–1963) nyomán. (A szelvény nyomvonala azonos KONDA J. 1964. évi szelvényének nyomvonalával.)

1. Rózsaszínű, crinoideás mészkő, 2. tömör, rózsaszín foltos, ammoniteszes mészkő, 3. világos rózsaszín, posidonomyás mészkő, 4. vörös, tűzköves, crinoideás mészkő, 5. tarka, cephalopodás fűrésű mészkő, 6. világosszürke, kovás, lenezes mészkő

Abb. 2. Profil „A”: entworfen von J. KONDA, 1964: Geologische Profilskizze des Lókúter-Hügels (Aufschluss 4 der Beilage I) I. Liass-Kalk Dachsteiner Typs (Tr-Jh.), 2. crinoideen-brachiopodenführender Kalkstein (Jh.), 3. grauer, spongiennadel- und crinoideenführender Hornsteinkalk mit Ammonitenhüben (Js.), 4. roter, crinoideen- und spongiennadelführender, im unteren Teil mit Posidonien Hornsteinkalk (Jh.), 5. roter, knolliger Ammonitenkalk (Jh.), 6. grauer und roter, crinoideenführender Hornsteinkalk (Jh.), 7. mangánführender Schichtenkomplex (tonig-oxidisch) (Jh.), 8. mangánführender Schichtenkomplex (mangankarbonat- und radiolarienführender Mergel), 9. posidonien- und paleotritführender Hornsteinkalk mit Radiolarien (Ja-bj).

Profil „B”: Geologisches Profil der II. Scholle von Lókúter-Hügel nach L. Kovács (1936–1963). (Die Spurlinie des Profils stimmt mit derjenigen von J. KONDA, 1964. überein.)

1. Rosafarbiger Crinoideenkalk, 2. dichter, rosafleckiger, ammonitenführender Kalkstein, 3. hellrosa, posidonienführender Kalkstein, 4. roter, hornsteinführender Crinoideenkalk, 5. bunter Kalkstein, von Cephalopodenfzates, 6. hellgrauer, kieseligter Plattenkalk

ferák) mellett, a másutt csak szórványosan megfigyelhető igen apró Ammoniteszek viszonylag felszaporodnak. A Kovács L. által leírt s a szinemuri mélyebb szakaszát jelző Ammonites fauna valószínűleg e vékony ammoniteszes közbetelepülésből származik.

E szürkésvörös színárnyalatokkal jellemzett rétegcsoportra világosvörös, halványvörös, vörös, alsó szakaszán még finomszemcsés, majd váltakozóan apró- és nagyszemcsés krinoideás—kovaszivacstűs rétegek települnek. E sorozat alsó szakaszán Posidoniák megjelenésével és felszaporodásával jellemzett, vörös, helyenként barnászvörös tűzkőbetelepüléseket tartalmazó mészkő-rétegcsoport fejlődik ki (I. melléklet Jp₁). Egyes szakaszain, főleg középső harmadában, a tűzkő túlsúlyra jut. Mikroszkóppal vizsgálva, az előző rétegcsoporttól elsősorban erősebben biogén jellegével tér el. Alsó szakasza táján megjelennek és felszaporodnak a Posidoniák, valamint szórványosan megjelennek a Radiolariák és Globochaeték. A két rétegcsoport pontos határát a képződményjellegek folyamatos változása, a szinemuri—pliensbachi határt a meghatározható korjelző fauna hiánya miatt pontosan kijelölni nem lehet. A Káváshegy gerincevonalában feltárt képződménysor analógiája alapján, az alsó—középsőliász határ — gyakorlatilag — a szürke színárnyalatokkal jellemzett rétegcsoport felső határán, ill. a Posidoniák fellépésével vonható meg.

A felsőpliensbachi alsó részét, a Kovács L. által is említett vörös gumós, cephalopodás mészkő jelzi (I. melléklet Jp₂). A gumósság és cephalopodátság viszonylag hirtelen, de nem átmenet nélkül alakul ki. A rétegcsoport alsó részén krinoideás mészkő közbetelepüléseket, agyagos, krinoideás—ammoniteszes rétegeket is tartalmaz. Az agyagos krinoideás rétegekben az Ammoniteszek általában a réteglappal párhuzamosan helyezkednek el. A finomszemcsés, majdnem tömött, vasas—mangános foltokkal jellemzett, Cephalopodákat gazdagon tartalmazó rétegekben csak a ritkább, nagy példányok elhelyezkedése párhuzamos a réteglappal, a fauna zöme rendezetlenül helyezkedik el.

A felsőpliensbachi zárótagja az alsó határán lilászvörös, közép- és nagyszemcsés, majd szürkésárga, közép- és nagyszemcsés, sárgásszürke, szürke tűzkőbetelepüléseket tartalmazó, felső szakaszán mangánoxidral színezett (helyenként átítatott) krinoideás mészkő (I. melléklet Jp₃). Makroszkópos jellegei lényegében az alsópliensbachi krinoideás tűzköves rétegcsoportéval egyeznek. A rétegcsoporton belül — az önálló rétegekben megjelenő agyagtartalommal jellemzett „oxidos mangánérces rétegcsoportot” létrehozó folyamat első jeleként — vékony, a krinoideás tűzköves mészkőrétegek közé települő agyagrétegek is találhatók.

A szürkésárga krinoideás tűzköves rétegcsoport felső határán (1—3 cm) mangánoxidkéreg, majd 1,20—1,50 m vastag, mangánoxid szemcséket tartalmazó sárga agyag és 1,60—2,20 m vastag, finom mangánkarbonátos sávokat is tartalmazó, radiolariás márga települ (I. melléklet Jto₁).

A mangánérces rétegcsoport felett szürkésárga, világos sárgásszürke, lemezes, posidoniás—plaeotrixes, szürke, vörösszürke tűzkőbetelepüléseket, -gumókat tartalmazó mészkő települ (I. melléklet Ja-bj). E képződményből készített vékonycsiszolatokban mikroszkóppal a Posidoniák—Paleotrixek és a Radiolariák metszetei ismerhetők fel. A rétegcsoport felső harmadának alsó szakasza táján agyagos—gumóssá válik és Ammoniteszeket tartalmaz. A gumókban azonban e szakaszon is megmarad a posidoniás—paleotrixes jelleg. E gumós ammoniteszes rétegek Géczy B. adatai szerint — a Graphoceratinaek és a Stephanoceratidaek alapján — az aaleni felső részét és a

bajóci emeletnek közelítőleg alsó és középső szakaszát képviselik. A gumós ammoniteszes rétegek a domb más szelvényeiben kimaradnak, kiemelkednek.

A rétegsor következő tagja a bath—kallóvi radiolarit (I. melléklet Jbt-ka). Ez a posidoniás—paleotrixis rétegcsoportból gyakran a Radiolariák felszaporodásával és a Posidoniák—Paleotrixeik kimaradásával, ill. a meszes vázrészek felfelé fokozódó kioldódásával jellemzett átmeneti szakasszal fejlődik ki. Egyes szelvényekben a két rétegcsoport jóformán átmenet nélkül követi egymást. A radiolarit szürkésfehér, világosvörös, vörös, barnászvörös, érdes tapintású, porózus. Szürke, szürkésvörös, ritkán barnászvörös tűzkő közbetelepüléseket, egyes helyeken nagyméretű, koncentrikusan sávzott tűzkőgumókat tartalmaz. Faunája csaknem kizárólag Radiolariákból áll. A rétegcsoport felső határát a Lókúti-domb DNy-i lejtőjének Lókút felé eső végén tanulmányoztuk részletesen. Itt a rétegcsoport felső szakasza vörös, barnászvörös, egyes rétegekben finom sávzott. Sok barnászvörös tűzkőbetelepülést tartalmaz. Fölötte a felsőjúrát képviselő sorozatban, legalul 10—15 cm vastag, sok Belemnites-rostrumot tartalmazó agyag található. Erre vörös, finomszemcsés, zsírfényű mészkő következik. Feljebb vörös, agyagos, gumós, ammoniteszes, majd sárgásfehér, szürke tűzkőbetelepüléseket tartalmazó mészkő települ. Végül az utóbbiból ugyancsak folyamatosan kifejlődő, fehér, szürkésfehér biancone fáciesű mészmárga adja a zárótagozatot (I. mellékleten összevontan $J_3 - k_1$).

c) *A Középhát és a Középhát—Káváshegy közötti terület*

A Káváshegy—Középhát közötti területen, a Középhát ÉK-i lejtőjén és gerincén lényegében a Káváshegy tetején és a Lókúti-dombon megismert liász, ill. júra sorozat található. Leírásunkban ezért csupán a megfigyelt kisebb eltérések ismertetésére törekszünk.

A Középhát gerincén a dachsteini mészkő oolitos padjai fölött, a vörös színárnyalatokkal jellemzett krinoideás mészkő is tartalmaz kovaszivacstüket és tűzkőbetelepüléseket. E mészkő világosvörös, lilászvörös, sárgás árnyalatú világosvörös, finom- és aprószemcsés; közbeágyazódott szürkéssárga és világosvörös tűzkőgumókkal (I. melléklet Jh₂).

Fedője sárgásszürke, világósszürke, szürke, finom- és aprószemcsés, szürke tűzkőbetelepüléseket tartalmazó mészkő (I. melléklet Js₁). A Káváshegyen észlelt szinemuri ammoniteszes közbetelepüléseket csak Búdöskút-pusztánál, a már Kovács L. (1942) által jelzett ponton vizsgálhattuk. Itt az ammoniteszes rétegek a káváshegyivel megegyező jellegűek. A Középhát területén e közbeékelődő rétegek valószínűleg az erős fedettség miatt nem nyomonozhatók.

A vörös színárnyalatokkal jellemzett alsópliensbachi (I. melléklet Jp₁) krinoideás—szivacstűs—tűzköves sorozat felső része a Középhát ÉK-i lejtőjén helyenként finomszemcsés és egyenetlen rétegfelszínű, gumós. Ilyenkor szórványosan rossz megtartású Ammoniteszeket is tartalmaz.

A felsőpliensbachi alsó részét jelző vörös, gumós, cephalopodás mészkövek (I. melléklet Jp₂) a Középhát ÉK-i lejtőjén és a Középhát—Káváshegy közötti területen szintén kimutathatók. A Középhát gerincén e képződményt vörös, barnászvörös, apró-, közép- és nagyszemcsés, egyes vékony rétegekben kissé gumós jellegű, vörösbarna tűzkőbetelepüléseket tartalmazó, krinoideás mészkő helyettesíti.

A felsőpliensbachi magasabb részét világosszürke, szürkésfehér, szürke tűzkőbetelepüléseket tartalmazó, finom-, apró- és középszemcsés, krinoideás — kovaszivacstűs mészkő zárja (I. melléklet Jp₃).

A mangánérces rétegsoportot a Középhát gerincén tártuk fel (I. melléklet 5. sz. feltárás). E helyen mindössze 60 cm vastag, sárga- és barnászörös agyag képviseli. Fedőjében egy méter vastagságú sárgásszürke, barnásszürke, vörösbarna apró- és középszemcsés krinoideás mészkő (I. melléklet Jto₂), majd a Lókúti-dombról ismert lemezes, tűzköves, posidonias — paleotrixes mészkő (I. melléklet Ja-bj) települ.

A posidonias — paleotrixes rétegsoportban, a kávéshégy — lókúti-dombi rétegsorhoz viszonyítva kisebb eltérést jelent, hogy a rétegsoport alsó részének egyes helyein krinoideasság is mutatkozik.

A Középhát Dny-i lejtőjén a szinemuri — alsópliensbachi képződmények csapását a Kericsér irányába követve a tűzkőbetelepülések s ezzel a kovaszivacstűs jelleg eleinte a mélyebb, majd a magasabb tagokban marad ki. A Középhát gerincén és a Kávéshégy felé eső területen megismert rétegsortól további eltérést jelent az, hogy míg az előző területeken Posidonias csak a Crinoidea mellett és általában gyéren található, addig itt tisztán posidonias rétegek is előfordulnak, s a Brachiopodák viszonylag felszaporodnak.

d) Mohoskő

E területre — mint az előzőekben ismertetett Középhát, a továbbiakban ismertetésre kerülő Kericsér és a Papod északi lejtőjének területére is — az IFJ. NOSZKY J. által szerkesztett földtani térkép (1957) szolgáltat adatokat. Térképén általában az összefüggések feltüntetése nélkül, foltszerűen a következő képződményeket ábrázolja.

Alsóliász: Fehér tömött („dachsteini” típusú) mészkő.
Brachiopodás — posidonomyás mészkő.
Tömött mészkő tűzkőbetelepülésekkel.
Krinoideás — brachiopodás („hierlatzi”) mészkő.

Középsőliász: Brachiopodás krinoideás („hierlatzi”) mészkő.
Tömött gumós mészkő tűzkőbetelepülésekkel.

Felsőliász: Gumós mészkő tűzkőbetelepülésekkel.
Lemezes tűzköves posidonomyás mészkő.

E képződmények a Középhát gerince és a Kávéshégy között fellelhető liász kifejlődésre utalnak. Vizsgálataink azonban eltérő kifejlődést igazoltak. A leglényegesebb különbség az, hogy a dachsteini jellegű mészkő egyenetlen felületére, annak repedéseit is kitöltve, a mélyebb liász tagok hiányával felsőszinemuri — alsópliensbachi krinoideás, brachiopodás mészkő települ (I. melléklet J_{a2} — p₁). Alsó határa éles, fekvőjének törmelékét jelentősebb mennyiségben ott tartalmazza, ahol a fekvőközet repedésekkel erősebben átjárt. Kőzetanyaga általában finomszemcsés, vörös, világossárgászöld; Crinoidea, Brachiopoda, igen apró Ammonites tartalma — különösen mállott felületeken jól megfigyelhetően — apró sávokba, fészkekbe halmozottan jelentkezik. Ahol a fekvő mészkő felszíne viszonylag gyengén tagolt, az üledékhézaggal települő kőzet erősebben krinoideás, színárnyalataiban és szemcsézettségében egyenesebb.

Az ismertetett rétegek fölött a felsőpliensbachiig terjedően lényegében „hierlatz” fáciesű krinoideás—brachiopodás (egyes szakaszokon inkább krinoideás), helyenként kissé posidoniás, vagy gyengén gumós mészkő-fajták találhatók.

A pleinsbachi emelet felső részét kissé gumós jellegű vörösbarna, közép- és nagyszemcsés, krinoideás, helyenként kissé tűzkőgumós mészkövek, valamint aprószemcsés, halványlilás árnyalatú vörös és vörösszürke színű, sárgásbarna tűzkőbetelepüléseket tartalmazó, helyenként mangánoxidall átítatott mészkövek képviselik (I. melléklet Jp₃). Lepusztulásból visszamaradt foszlányokban kimutathatók a mangánérces rétegcsoport agyagrétegei, törmelékben pedig az utóbbiak fedőjébe tartozó lemezes, tűzköves, posidoniás—paleotrixis mészkő is nyomonozható.

e) Kericser

E területrészt júra képződményeit két szelvényben vizsgáltuk részletebben.

A Kericser D—DK-i — a Papod felé néző — lejtőjén a dachsteini típusú mészkő oolitos—pseudoolitos rétegei felett, üledékhézaggal települő, felsőszinemurival induló, lényegében hierlatz fáciesű liász rétegsort tártunk fel (I. melléklet 6. sz. feltárás).

A sárgásfehér, oolitos—pseudoolitos, dachsteini típusú mészkő egyenetlen, gödrös, helyenként vékony kalcitkéreggel borított felszínére finomszemcsés, világosvörös, sárgásvörös színárnyalatokkal jellemzett, brachiopodás—krinoideás, igen apró Ammoniteszeket tartalmazó mészkő települ (I. melléklet JS₂—P₁). E kőzet, megjelenését tekintve, több különféle típusból összetettnek látszik. Elkülönített változatai:

1. Finomszemcsés, majdnem tömött, sárgásvörös, világosvörös, gyakran finoman, de szabálytalanul sávózott mészkő. Faunája gyér. Mállott felületein kevés apró csiga, Brachiopoda és igen vékony sávokban — fészkekben elhelyezkedett Crinoidea váztöredékek láthatók.

2. Világosvörös, finomszemcsés és tömött, szórtan Brachiopodákat, Crinoidea vázrészeket, igen apró Ammoniteszeket tartalmazó mészkő.

3. Vörös, apró-, ritkábban közepes szemcsés krinoideás mészkő.

A felsorolt heteropikus változatok kisebb—nagyobb kiemelkedő lencsék, fészkek formájában hol átmenettel, hol viszonylag éles határral váltják egymást.

E mészkő világosvörös, finomszemcsés, nagytermetű Brachiopodákat és kevés Ammoniteszt is tartalmazó, gyengébben krinoideás mészkőbe vált át, melybe nagy, esetenként közel félméteres átmérőjű dachsteini jellegű mészkőtömbök is beágyazódtak.

E képződményre — átmenettel — ismét brachiopodás—krinoideás, ammoniteszes „Hierlatz fáciesű” rétegek települnek. A rétegsorban felfelé a Brachiopodák mérete csökken, a krinoideás jelleg kissé erősödik.

A rétegsor következő tagja vörös, finomszemcsés, majdnem tömött, krinoideás mészkő (I. melléklet Jp₃), melyre barnászvörös, finomszemcsés mészkő települ (I. melléklet Jto₂). A két kőzet határán gyenge mangánosodás és kiemelkedő lencsékben okkersárga mészkő mutatkozik. A szelvényt vékony-

lemezes, világos sárgászörös, agyagos, posidoniás—paleotrixis mészkő zárja. A szelvény folytatásában kissé gumós, majd típusos lemezes, tűzköves, posidoniás—paleotrixis mészkő (I. melléklet Ja-bj) és radiolarit (I. melléklet Jbt-ka) törmeléke található.

GÉCZY B. a világoszörös finomszemcsés, nagy Brachiopodákat, valamint Ammoniteszeket tartalmazó rétegekből a felsőszinemurira utaló *Paltechioceras* sp., *Leptechioceras* sp., *Tetraspidoceras* sp., *Eoderoceras* sp., *Cruciloboceras* sp., *Angulaticeras* sp., *Liparoceras* (*Becheiceras*) sp., a hierlatz fáciesű mészkő alsó harmadából *Coeloceras pettos* QUENSTEDT és *Coeloderoceras* sp., a barnászörös finomszemcsés mészkőből a toarci alsó részére utaló *Hildoceras* cf. *sublevisoni* FUCINI fajokat határozta meg.

A másik részletesen vizsgált szelvény a Papod alsó lejtőperemétől távolabb eső Lókút 2. sz. kutatófúrás rétegsora.

A fúrásban feltárt legmélyebb liász képződmény világos sárgászürke tömött, alsó részén ritkán apró fészkekben finomszemcsés krinoideás szabálytalan alakú sűrű tűzkőbetelepüléseket, gumókat tartalmazó, pliensbachi mészkő. Mikroszkóposan jellemző az egyes szakaszokon megjelenő mésziszaprógós szövet, a közepes mennyiségű ősmaradványtöredék. Ezek között a kovaszivacstűk szerepe nagy, az Echinodermata töredékeké viszonylag jelentős. Kis mennyiségben, de rendszeresen, fenéklakó Foraminiferák és Globochaeték is találhatók.

E kőzetből folyamatosan világos barnászörös, barnászörös-foltos, gumós, barnászörös tűzkőbetelepüléseket tartalmazó mészkő fejlődik ki. A rétegcsoport felső szakaszán vékony, barnászörös, durvaszemcsés, krinoideás mészkőréteg iktatódik közbe. A kőzet gumós jellegét szabálytalan alakú, vékony lencsékben jelentkező barnászörös, finom- vagy aprószemcsés, agyagos és a kőzet alapjellegét adó világos barnászörös, finomszemcsés, majdnem tömött részek váltakozása adja. A finoman krinoideás, agyagos és a majdnem tömött kőzetrészek határa éles, vagy gyors átmenettel alakul ki. A rétegcsoport felső részéből néhány rossz megtartású, a kőzetből ki nem szabadítható Brachiopoda és egy *Lytoceras* sp. vált ismertté. Mikroszkóppal megfigyelhető ősmaradványai: kovaszivacstűk, Crinoideák, Globochaeték és — csak egyes szakaszokon jelentkező — igen apró Ammoniteszek.

A pliensbachi mészkősorozat zárótárgya az előző rétegekből világos zöldesszürke foltos, barnászörös, tűzköves, majd világos zöldesszürke színárnyalatok dominanciájával jellemzett átmenettel fejlődik ki. A világos szürkészöld zárótárg, ibolyás árnyalatú vörösfoltos világos szürkészöld, felső szakaszán szürkéssárga, aprószemcsés, néha kissé agyagos, krinoideás mészkő. Ennek alsó átmeneti szakaszán még megtalálhatók a kovaszivacstűk. Feljebb ezek kimaradása, a Crinoidea vázrészek kőzetalkotó mennyisége, a kevés fenéklakó Foraminifera és a helyenként mésziszaprógós kötőanyag jellemzi a kőzetet.

A mangánérces rétegcsoportot mindössze néhány cm vastag sárga, sötét-szürke, fekete, zöldfoltos agyag képviseli.

A középső—felsőliász határát jelző mangánérces rétegcsoport közvetlen fedőközete mintegy két m vastag, helyenként lilászörös árnyalatú, sötét barnászörös, élénkzöld glaukonitszemcséket tartalmazó, apró- és középszemcséjű krinoideás mészkő. Faunája kőzetalkotó mennyiségű Echinodermata töredékből, kevesebb Foraminiferából, Brachiopoda váztöredékből, Globochaetéből, igen apró Ammoniteszekből áll. Glaukonittartalma Foraminiferák és igen apró Ammoniteszek vázának kitöltéseként jelentkezik.

E rétegekből átmenettel — szürkészöld, majd barnászörös, glaukonit-szemcsés, egyenetlen agyagos rétegfelszínekkel jellemzett, aprószemcsés mészkő, majd — a posidoniás—paleotrixes tűzköves mészkő rétegcsoport fejlődik ki. Az átmeneti szakaszban a Crinoideák és a felső részen felszaporodó Posidoniák—Paleotrixek mellett Foraminiferák, apró csigák és különösen a posidoniás—paleotrixes részekben gyakran átkalcitosodott Radiolariák találhatók.

A posidoniás—paleotrixes rétegcsoport szürke, zöldesszürke, vörösbarna, zöldessárga foltos, gumós jellegű vagy lemezes mészkő. Alsó szakaszán néhány cm vastagságú szürke, sötétszürke márga-, ill. agyagrétegecskéket és szürke tűzkőbetelepüléseket tartalmaz. Felső harmadában agyagos gumós, barnászörös, vörös tűzkőgumókat és -rétegeket tartalmaz. A gumók anyaga finomszemcsés, majdnem tömött anyagú mészkő. Ezek közeiben általában aprószemcsés agyagos mészkő található. A gumós szakaszokból egy-két rossz megtartású Ammonites került elő. A rétegcsoportra a Posidoniák—Paleotrixek és a helyenként (különösen a rétegcsoport felső szakaszán) felszaporodó Radiolariák jellemzők. A Radiolariák gyakran átkalcitosodtak. A lemezes kőzetváltozatokban a Posidoniák—Paleotrixek, bár gyakran erősen töredezettek, egymással közel párhuzamosan összesímulva, sokszor csak elenyészően csekély mikroszemcsés kötőanyaggal összefogva találhatók. A finom vagy aprószemcsés, agyagos kőzetváltozatokban a Posidoniák—Paleotrixek inkább irányítottak nélkül helyezkednek el. Mellettük alárendeltebben, a fiatalabb rétegtagok felé csökkenő mennyiségben Crinoideák, Foraminiferák és igen apró Ammonitesek találhatók. A Foraminifera vázak és az apró Ammonitesek egy része glaukonit-kitöltéses. A rétegsor felső harmadában kis szakaszon autigénbreccsáság és gyéren mésziszaprögös kötőanyag figyelhető meg.

A posidoniás—paleotrixes rétegcsoportból a kőzetjellegek fokozatos változásával bath—kallovi emeletet kitöltő radiolarit fejlődik ki. A kőzetjellegek változásával egyidejűleg a Radiolariák számának növekedése és a Posidoniák—Paleotrixek mennyiségének kioldódásra visszavezethető csökkenés figyelhető meg.

A radiolarit-rétegcsoport kőzeteinek színe fehér, sárgásfehér, halványvörös, világosvörös, ritkábban barnászörös. A vörös színárnyalatok e rétegcsoport felső szakaszán gyakoribbak. Jellemző az érdes tapintás, a porózus jelleg, a mészkőnél kisebb fajsúly, egyes rétegekben a finom sávozottság, a szürke, sárgászörös és vörös tűzkőközöbetelepülések, valamint az egyhangú, Radiolariákból álló mikrofauna. Röntgendiffraktométeres vizsgálatok szerint e rétegcsoport kőzetei — különösen a porózusabb változatok — több-kevesebb krisztobalitet tartalmaznak. A jelentősebb mennyiségű krisztobalitet tartalmazó változatokban az általában átkristályosodott Radiolariák mellett olyan Radiolaria-vázak is találhatók, melyeknek finomszerkezete is megőrződött.

A radiolaritból vörösbarna tűzkő, majd a malm barnászörös, barnászárga árnyalatú, világosvörös, lemezes, gumós, tűzkőgumókat is tartalmazó mészkőve, ill. a Lókúti-dombról említett alsókrétaig terjedő sorozat települ.

f) A Papodhegy ÉK-i oldala

A Papod ÉK-i lejtőjének alsó szakaszán Mohoskőtől Fenyveskútig, mintegy két km hosszúságban a Papod főtömegét alkotó triász dolomitnak támaszkodó, dachsteini jellegű mészkő található. E képződményt néhány kisebb

faltban üledékhézaggal települő liász kőzetek fedik. Az üledékhézaggal települő képződményeknek a dachsteini jellegű mészkő felületi egyenetlenségeibe, repedéseibe, hasadékaiba települt, lepusztulásból visszamaradt részletei azonban e terület egész hosszában fellelhetők.

Az üledékhézaggal települő képződmények két nagyobb kiterjedésű faltján a rétegsort mesterséges feltárással tettük hozzáférhetővé. E helyeken szelvényyszerű vizsgálatot is végeztünk.

A Mohoskő ÉK-i lábától mintegy 250—300 m-re ÉK-re (I. melléklet 7. sz. feltárás), Megalodus-féléket tartalmazó felsőtriász dachsteini mészkő lepusztított, mélyedésekkel, repedésekkel tagolt felszínére, a fekvő szögletes törmelékét is tartalmazó világosvörös, finomszemcsés, gyéren brachiopodás felsőszinemuri mészkő települ. E mészkőben kisebb-nagyobb lencsékben, fészkekben Crinoideák, igen apró Ammoniteszek felszaporodása tapasztalható. E képződményből gyűjtött Brachiopoda faunából VÍGH GUSZTÁV a következő fajokat határozta meg: *Waldheimia ampezzana* BÖSE, *W. engelhardti* OPP., *Glossothyris beyrichi* OPP., *Gl. aspasia minor* ZITT., *Gl. nimbat* OPP., *Rhynchonella paoli* CAN., *Rh. forticostata* BÖCKH, *Spiriferina obtusa* OPP. A szelvényben a felsőszinemuri rétegeket is átjáró, hasadékkitöltésként, lepusztulástól megkímélt vörös, tömött, nagy Brachiopodákat tartalmazó mészkő is található. E képződmény, ugyancsak hasadékkitöltés formájában az Eplényi Mangánércbányában is megtalálható. E helyen a Brachiopodák mellett Ammoniteszeket és csigákat is tartalmazott. IFJ. NOSZKY J., a bányából gyűjtött fauna Ammoniteszeire alapozva, korát a doméri alemeletben jelölte meg.

A Papod lejtőjének Fenyveskút felé eső részén (I. melléklet 8. sz. feltárás), oolitos-pseudoolitos dachsteini jellegű mészkő-környezetben, a tömött, szürkésfehér, fehér, dachsteini típusú mészkő egyenetlen, gödrös felszínére, vörös, finomszemcsés, nagy Brachiopodákat tartalmazó, felsőpliensbachi mészkő települ (I. melléklet ^bJp₂). Alsó részén közvetlen fekvőjének szögletes törmelékét tartalmazza. Egyenetlen felületére, illetve egy nagyobbacska mélyedésébe települten barnászvörös, indiai vörös, finomszemcsés, fénytelen, ammoniteszes alsótoarci mészkő — lepusztulástól megkímélt maradványa — található. Az Ammoniteszek általában vékony vas-mangánoxidos kéreggel bevont héjas példányok. A kőzetből gyűjtött kis példányszámú faunából GÉCZY B. *Tiltoniceras* cf. *antiquum* WRIGHT, *Calliphyloceras* cf. *capitanei* CATULLO, *Polyplectus* sp., *Hildaites* sp., *Orthildaites* sp. fajokat határozott meg.

g) Kishát

A Káváshegy ÉK-i lejtőjétől törésvonallal elválasztott Kishát területének liász képződményei jobbára csak törmelékben észlelhetők. A jelentős képződményvastagság, illetve a szelvény hosszúsága miatt csak néhány képződményhatár feltárására volt lehetőségünk. E néhány mesterséges feltárás és e képződménysor felszíni törmelékanyagának beható vizsgálata „folyamatos” alsó—középsőliász rétegsor jelenlétét igazolta.

A dachsteini típusú mészkő oolitos—pseudoolitos rétegeire világosvörös, világos lilászvörös, alsó szakaszán még pseudoolitos, finomszemcsés, gyéren krinoideás mészkő települ (I. melléklet Jh₂). Felette a mangánérces rétegcsoport szintjeig terjedően egymást váltó krinoideás—brachiopodás, brachiopodás—krinoideás, ill. krinoideás rétegekből álló sorozat található (I. melléklet Js₁—p₁). E sorozat alsó harmadában posidoniás mészkő-közbetelepülések

mutatkoznak. A mangánércbánya egykori külfejtésében művelt agyagos, mangánérces rétegcsoportot már csak nyomokban tárhattuk fel. A mangánérces rétegcsoport fedője vörös, gumós, ammoniteszes, posidoniás — paleotrixis, vörösbarna és szürkésvörös tűzkőbetelepüléseket is tartalmazó mészkő (I. melléklet Jto₂ — bj). A Kishát ÉNy-i folytatásában mélyült mangánérckutató fúrásokban a mangánérces rétegcsoport feletti fiatalabb júra képződmények „folyamatos” rétegsorban találhatók.

h) Az eplényi mangánércbányászat K-i, ÉK-i peremterülete

Az eplényi mangánércbányászat területére vonatkozó irodalomban a középső — felsőliász határán történt telepkeletkezés felismerése mellett üledékhézagos kifejlődésre utaló adatok, megjegyzések is találhatók. Miután az az egykori bányafeltárások nagyobb része már nem vizsgálható, idézzük SZABÓNÉ DRUBINA M. (1959a) e területre vonatkozó összefoglaló megállapítását: „Mind az elsődleges, mind a másodlagos oxidos érctelep a fekvőközet egyenetlen felszínére réteghiánnyal települ. A Késző szabálytalan «hullámos» felszíne élénk, karsztos jellegű morfológiát mutat, mélyedésekkel és kiemelkedésekkel jól tagolt. E megjelenési mód igen jellegzetes, erősen hasonló az úrkúti Csárdahegy mangánércelőfordulásának fekvőjéhez. A fekvő magasságváltozásainak mértéke erősen változó, helyenként elérheti a 20—40 m-t, de általánosak a 2—5 m-es lejtések és emelkedések. A feküfelszín szabálytalanságait a későbbi tektonikus hatások még fokozhatták, kisebb vetők melletti függőleges elmozdulással.” Leírása szerint a mangánérces rétegcsoport közvetlen fekvője több ponton alsóliász mészkő, mely egymást helyettesítő tömött világosvörös és vörös krinoideás — brachiopodás fáciesben található. Az északi bányamezőben néhány kisebb foltban a dachsteini típusú liász mészkő is szerepel közvetlen fekvőként.

A rendelkezésünkre álló mintaanyag és a még bejárható volt feltárások vizsgálata alapján megállapítható, hogy az érctelepek közvetlen fekvőközeteként jelentkező dachsteini típusú liász mészkőfoltok egy része, az üledékhézagos településű felsőszinemuri krinoideás — brachiopodás mészkőből a későbbi lepusztítás által meghagyott kiemelkedés.

Üledékhézagos településű felsőszinemuri, ritkábban felsőpliensbachi képződmények több, a bányaterület K — ÉK-i peremterületére eső mangánérckutató fúrás anyagában is fellelhetők. E rétegsorok vizsgálatát az nehezítette, hogy a régebbi fúrások anyagából csekély mennyiség is csak esetenként állt rendelkezésünkre. Az igazoltan üledékhézagos rétegsorú fúrások helyét az I. sz. mellékleten feltüntettük.

E fúrásokban harántolt hézagos településű liász képződmények fekvőjének felszíne tagolt. A fúrómagokon megfigyelhető érintkezési felületek egyenetlenek. A fekvő dachsteini jellegű mészkőben esetenként — annak felszínétől számított (30—40 m) mélységben — is észlelhetők fiatalabb liász anyagú hasadékkitöltések. A hasadékokat kitöltő fiatalabb júra tag és a bezáró dachsteini jellegű mészkő érintkezése leggyakrabban éles határú, ritkán, főleg a dachsteini mészkőfelszín közelében rostos kalcittal közvetített. A hasadékkitöltő liász képződmény gyakran tartalmazza a bezáró dachsteini jellegű mészkő szögletes darabjait. Ismételten hézagos rétegsorok esetében a fiatalabb hasadékkitöltés tartalmazza az idősebb (hézagos településű) liász képződmény szögletes törmelékét és annak dachsteini jellegű mészkőtörmelékét magába

záró darabjait is. A hasadékkitöltések anyaga sok esetben vas- és mangán-oxidokkal színezett. Néhány esetben a hasadékkitöltések iszapmozgásos jellegüket is mutatnak.

i) Olaszfalui Eperkéshegy

E kicsiny területrészt komplex, részletes vizsgálatának eredményeit FÜLÖP J. (1964a, b) közli. Itt dachsteini jellegű hettangi mészkőre települő, faunával igazolt felsőszinemuri (lotharingi) mészkőfoszlányokat s e hierlatz fáciesű mészkőre, vagy közvetlenül a dachsteini jellegű mészkőre települő vörös agyagos cephalopodás kimmeridgei mészkövet, krinoideás—brachiopodás ammonitás hierlatz jellegű titon mészkövet jelez. A képződmények települési viszonyait mesterséges feltárásokban tanulmányozott szelvényekkel szemlélteti. Hangsúlyozza, hogy az Eperkéshegy-tetőn mélyített feltárásokban talált hézagos rétegsorok mellett az Eperkéshegynék a zirc—veszprémi műút felé eső lejtőjén liász, dogger és tűzkőtartalmú malm rétegek vannak feltárva.

Részletes leírását csupán az azóta elvégzett vizsgálatok néhány adatával egészítjük ki. A dombtető hézaggal települő júra képződményeinek közvetlen fekvőjeként — a már leírt dachsteini típusú hettangi mészkő mellett — Paramegalodusokkal, Conchodusokkal jellemzett raeti dachsteini mészkő és ennek korallós, hydrozoás fáciese is megtalálható, jelezve, hogy a raeti—liász határ közelében keletkezett dachsteini jellegű mészkő egy része a felsőszinemuri, hierlatz fáciesű krinoideás—brachiopodás mészkő lerakódása előtt már lepusztult.

A felsőszinemuri képződményt (I. melléklet bJ_3) a dombtető környezetében és a domb északi felében csak a raeti—hettangi mészkő, több helyen cm-nyi vastagságot elérő kalcitkéreggel borított, felszíni mélyedéseiben kímélte meg a lepusztítás. Fekvőjének törmelékanyagát csak igen csekély mennyiségben tartalmazza. Vékonysisizolatainak mikroszkópi képére mésziszapprögös—pszeudoolitos szövet jellemző.

A kimmeridgei (I. melléklet J_3-k_1) képződmény a dachsteini jellegű mészkő és az ennek mélyedéseiben megmaradt felsőszinemuri mészkő egyenetlen felszínére települ. A kimmeridgei mészkő fölött „hierlatz fáciesű” titon mészkő található (I. melléklet J_3-k_1). A kimmeridgei mészkő hegytetőn található két, nagyobb kiterjedésű, hézaggal települő foltja a fekvő, hozzávetőleg KÉK—NyDNy irányban megnyúlt, mélyedését tölti ki. Ezek közül az északibb egy harántirányú fekvő kiemelkedéssel részben megszakított.

A domb Ny-i, a zirc—veszprémi műút felé eső lejtőjén, az előzőekben leírt területtel törésvonal mentén érintkezve a tetőn megismert rétegsortól eltérő, teljesebb malm—dogger sorozat figyelhető meg, jelezve, hogy itt az előzőnél kevésbé hézagos júra rétegsor helyezkedik el. E nagyrészt lejtőtörmelékkel fedett és törésszerű szerkezetalakulás révén erősen igénybevett sávban a felszínen megfigyelhető legidősebb képződmény a bath—kallóvi „radiolarit-sorozat” (I. melléklet Jbt-ka), mely itt uralkodóan vörös tűzköves mészkővel és vörös, vörösbarna tűzkővel képviselt, s csak alárendelten jelentkezik a közeli lókút—eplényi területen uralkodó, porózus, opál-krisztobalitos változata. A rétegtanilag e felett következő oxfordi képződmény, tektonikus okok miatt, megbízhatóan nem mutatható ki. A kimmeridgei emeletet vörös, agyagos gumós, finom-, aprószemcsés és középszemcsés mészkő, a titon emeletet világosvörös, halványvörös és fehér, tömött, ritkábban finomszemcsés mészkő (I. melléklet J_3-k_1) képviseli.

A közvetlenül a zirc—veszprémi műút mellett mélyült Olaszfalu 4. jelű fúrásban Triasina genuszra utaló átkristályosodott Foraminiferákat tartalmazó szürkés-sárgásfehér tömött dachsteini mészkőre, annak repedéseit, hasadékait is kitöltve, a felsőszinemuri világosvörös, vörös, finomszemcsés, barnás-vörös közép- és nagyszemcsés, krinoideás—brachiopodás és világosvörös, fehérfoltos, krinoideás—brachiopodás „hierlatz” típusú mészkő települ. Figyelemre méltó az, hogy a fúrással a dachsteini mészkő felső határától számított 10—15 m-nyi mélységben is harántoltak repedés-kitöltő liász anyagot.

A rétegcsoport alsó szakaszát jelző világosvörös, finomszemcsés mészkő szövete gyakran mésziszaprögös. Faunája Echinodermata-, főleg Crinoidea töredékekből, fenéklakó Foraminiferákból, Brachiopoda váztöredékekből áll. Magasabb részein kevés kalcitanyagú szivacsstűt is tartalmaz.

A rétegcsoport középső, világosvörös, fehérfoltos, krinoideás—brachiopodás szakasza az uralkodó Crinoidea töredékek mellett igen apró Ammoniteseket, Brachiopodákat, Foraminiferákat, csiga- és kagylóhéj-töredékeket tartalmaz. Szövete mésziszaprögös.

A felső, világos barnásvörös krinoideás—brachiopodás mészkőben Echinodermata töredékek mellett Involutina genuszba tartozó Foraminiferák és apró csigamaradványok találhatók. Az Involutina példányok gyakran pseudo-olítok magjaként jelentkeznek.

A felsőszinemuri mészkő fölött — azzal valószínűleg vető mentén érintkező — teljes felsődogger—malm sorozat található. Rétegsorrendje a következő: 1. szürkésfehér, sárgásfehér, vörös árnyalatú finomszemcsés porózus radiolarit, 2. világos vörösbarna, aprószemcsés, fénytelen helyenként finomszemcsés gyengén zsírfényű mészkő, 3. vörösbarna, vörös árnyalatú világosbarna aprószemcsés, kevés apró vörösbarna tűzkőgumót tartalmazó mészkő, 4. szürkés árnyalatú vörösbarna, apró- és finomszemcsés mészkő, 5. vörös, világosvörös gumós mészkő, 6. világosvörös, egyenetlenül színezett halványvörös, vörös árnyalatú fehér, tömött vagy finomszemcsés, gyéren krinoideás mészkő.

Az egyes képződmények mikroszkóppal megállapított jellegei vázlatosan ismertetve a következők:

1. A porózus radiolarit azonos jellegeket mutat a lókút—eplényi szelvény területén általános radiolarit-sorozat meszesebb kőzetváltozataival. Faunaelemei: Radiolariák.

2. Jellemző a mikroszemcsés, részben átkristályosodott alapanyag és a tizedszázalékos mennyiségben található tizedmilliméter átmérőjű törmelékes kvarcselemek jelenléte. Faunaelemei: szövetileg a Lombardiára emlékeztető, de attól alakilag és méretben eltérő Echinodermata-töredékek kőzetalkotó mennyiségben. Kisebb mennyiségben átkalcitosodott Radiolariák, Globochaeték, Aptychuszok, fenéklakó Foraminiferák.

3. Jellemző a mikroszemcsés alapanyag sok Echinodermata töredékkel, kevés Cadosinával, átkalcitosodott Radiolariával. A tűzköves részben a Radiolariák anyag opál-kalcedon.

4. A mikroszemcsés, mésziszapos alapanyagban kevés, apró, törmelékes kvarcseme van. Kőzetalkotó mennyiségben Lombardiát, sok Globochaetét, Cadosinát, kevesebb kalcitosodott Radiolariát, Echinodermata töredéket, Aptychuszt, igen apró Ammoniteszt, fenéklakó Foraminiferát, Stomiosphaerát tartalmaz.

5. Mikroszemcsés — „mésziszapos” alapanyagában sok és egyenlőtlen eloszlású váztöredék figyelhető meg. A fészkesen felhalmozódott váztöredékek környezetében mészsizaprogös jelleg is megfigyelhető. A gumók határa gyakran éles; a gumókat közrefogó kőzetanyagban a váztöredékek mennyisége általában megnő és felszaporodnak a vastosabb vázelemek. Gumók határán az ősmaradványok — pl. apró Ammoniteszek — elmeszódott példányai is megfigyelhetők. A felismerhető ősmaradványok között uralkodók a Globochaeték és Lombardiák. Kisebb mennyiségben található Cadosina, igen apró Ammonites, kalcitosodott Radiolaria, Echinodermata töredék, Aptychus is.

6. Mikroszemcsés-mészsizapos alapanyagú, amelyben sok Calpionella, Globochaete, kevesebb Cadosina s (többnyire teljesen átkalcitosodott) Radiolaria, Foraminifera, Aptychus, Echinodermata töredék található. E rétegsor felső szakaszán a Tintinnopsella-félék is megjelennek. A rétegsor legtetején fáciesváltás tapasztalható, a Calpionellák kimaradása és gyér Tintinnopsella tartalom mellett felszaporodnak a Foraminiferák, különösen a plankton Pseudoglobigerinák, az Echinodermata töredékek, igen apró Ammoniteszek, csigaátmesztetek.

j) Olaszfalui Somhegy és környéke

Az olaszfalui Somhegyről említett, TAEGER (1915) által júra időszakinak ítélt képződmény korát WEIN GY. (1934) titonnak jelzi. A Bakony hegység földtani térképén NOSZKY J. (1957) a következő képződményeket jelöli:

Acanthicumos tömött mészkő tűzkölenccsel,

Gumós mészkő tűzkőbeágyazásokkal, *Pygope diphy*-val.

A terület földtani újratérképezése során a Somhegy felszínén levő malm képződményeinek környezetében telepített kutatófúrás az alsókréta — malm — dogger sorozat alatt üledékhézaggal települő liász képződményeket tárt fel.

A feltárt rétegsor legidősebb tagja uralkodóan halvány szürkessárga, helyenként sárgásszürke, szürkésfehér, tömött, szilánkos vagy simatörésű, kalcitpettyes dachsteini mészkő. Ebben közbetelepülésként világosvörös, sárgán sávozott, lilásvörös vagy lilásvörös — sárgafoltos, simatörésű, ritkábban a törési felületeken érdes, dolomitos, gyakran autigénbreccsás rétegek találhatók. E rétegsor felett szürkésfehér, halvány szürkessárga, halványvörös, halvány sárgászöld, tömött, oolitos — pseudoolitos, általában szilánkos törésű, felső szakaszán helyenként brachiopodás, dachsteini jellegű mészkő rétegsor következik.

A dachsteini jellegű mészkősorozatot, felszínétől számított mintegy 30 m mélységig alsó — középsőliász mészkőanyaggal kitöltött hasadékok járják át. A hasadékitöltésekben két kőzettípus található:

a) Vörös, apró- és közepes szemcsés, nagyszemcsés, kevés rossz megtartású Brachiopodát és dachsteini jellegű mészkőtörmeléket tartalmazó krinoideás mészkő és ennek heteroptikus fácieseként jelentkező vörös, finomszemcsés mészkő, valamint az utóbbi mészkővel cementált dachsteini jellegű mészkőtörmelékből álló breccsa.

b) Barnászöld, finomszemcsés és gyéren krinoideás, barnászöld, finom- és apró szemcsés mészkő, vagy e mészkőanyaggal összekötött dachsteini jellegű mészkőtörmelékből álló, oolitos — pseudoolitos darabokat is tartalmazó breccsa.

A dachsteini jellegű mészkő egyenetlen felületére, annak kisebb-nagyobb repedéseit is kitöltve téglavörös, világos indiai vörös, finomszemcsés, alsó részén Belemnoidea-rostrumokat és a dachsteini jellegű mészkő darabjait tartalmazó fénytelen mészkő, majd szürke, helyenként világosszürke, vékony-sávós, radiolariás márga települ. E rétegsor felső részén gyakoriak a meg-szilárdulóban levő üledékanyagon belüli mozgások nyomai.

2. Kardosrét környéke

Kardosrét és a tőle É-ra eső Cuhahegy közötti területről elsőként KOCH A. (1875) említett júra, ill. liász rétegeket. TELEGDÍ—ROTH K. (1935) Északi-Bakonyral foglalkozó munkájában is található e terület liász képződményeinek rétegsorrendjére vonatkozó utalások. E liász képződményeket térképileg IFJ. NOSZKY J. (1957) ábrázolta. Térképén a következő képződményeket tüntette fel:

- Alsóliász: „Fehér, tömött (dachsteini típusú) mészkő.
Brachiopodás, posidonomyás mészkő.
Tömött mészkő, tűzkő-közbetelepülésekkel.
Krinoideás, brachiopodás („hierlatz”) mészkő.
Középsőliász: Tömött gumós mészkő, tűzkőbetelepülésekkel.”

E terület nagyobbbrészt fedett; vizsgálati lehetőséget jelentő természetes feltárás csak a kisebb-nagyobb törésvonalak mentén kialakult s így tektonikailag általában zavart lejtők és lejtőperemek mentén található. Az áttekintő-bejárás során változékony fáciesű s egyes helyeken üledékhézagos kifejlődésre utaló képződménysorokat találtunk. Miután a terület részletező vizsgálata jelentős mérvű mesterséges feltárást igényel, vizsgálataink során csupán néhány szelvény üledékföldtani megismerésére törekedhettünk.

A Szesztrahegyek Cuhavölgy felé eső nyugati lejtőin dachsteini jellegű mészkő, ennek felső szakaszán oolitos, helyenként halvány, esetleg világos-vörös, gyéren krinoideás mészkő, s e rétegekből folyamatosan kifejlődő szürkés-fehér, világos sárgásszürke, szürke tűzkőbetelepülésekkel jellemzett, folytonos üledékképződést jelző alsóliász mészkősorozat található. Az Alsó-Szesztrahegy keleti lejtőjén e rétegsorhoz vörös, világosvörös, krinoideás és gyéren krinoideás, helyenként gumós jellegű, vörös tűzkőbetelepüléseket tartalmazó középsőliász mészkő csatlakozik.

Üledékhézaggal települő felsőszinemuri képződményeket a Cuhahegyvet dél felől határoló völgy Szesztrahegyek felé eső felső peremén tártunk fel. A mesterséges feltárában a tömött, fehér, világos sárgásszürke, esetenként halványvörös dachsteini jellegű mészkő egyenetlen felületére Crinoidea vázrészeket, nagy Echinoidea tüskéket, Brachiopodákat tartalmazó vörös mészkő települ, mely alsó szakaszán sűrűn tartalmazza a dachsteini jellegű mészkő osztályozatlan, szögletes törmelékét.

E felsőszinemuri mészkőrétegsor magasabb tagjaiban vörös, világos barnászvörös, világosvörös, finom- és aprószemcsés, gyéren brachiopodás, s gyakran fehér kalciteres. E rétegsort néhány ponton egy méter vastagságot is elérő, a korábbi keletkezésű fehér kalcitereiket is metsző, barnászvörös, indiai vörös, finomszemcsés, törési felületén kissé érdes (matt) mészkő hasadékitöltések harántolják. Ezek kora közettani analógia alapján középső-vagy felsőliászra tehető.

3. Kőrishegy--Kékhegy

A Bakony e legmagasabb területére vonatkozó első irodalmi adatok KOCH A.-tól (1875) származnak. Felismerte a Kőrishegy—Kékhegy legmagasabb pontjain és keleti lejtőinek egy részén található liász képződményeket.

A Kőrishegy főormának K-i lejtőjén *Terebratula ovatissimaeformis*-t tartalmazó sárgás, fehér, vagy vörös mészkövet; a Kőrishegy ormán tömör húsvörös, táblás (Cephalopodákat, köztük *Arietites*-féléket tartalmazó) mészkövet; a Kőrishegy D-i, DK-i lejtőjén és a Kékhegyen fehér és verestarka krinoideás, brachiopodás, gasztropodás („jellegzetes hierlatzi mészkő”) mészkövet ismert fel, s ezeket az alsóliász képviselőjeként említi. A Kőrishegy DK-i lejtőin található „szarukőtartalmú vöröses vagy szürke — néha márgás mészkő” korát liásznak valószínűsíti. TAAGER H. (1912) a Kőrishegy—Kékhegy rétegsorában alsóliász „dachsteini jellegű liász mészkövet”, szarukőrétegeket, brachiopodás—krinoideás mészkövet és cephalopodás—brachiopodás mészkövet sorol fel, megjegyezve, hogy a Szépalma-majornál fellelhető, dachsteini jellegű liász felett következő szaruköves képződmény elterjedése korlátozott és felveti annak lehetőségét, hogy a brachiopodás—krinoideás mészkő és a szarukő egymást helyettesítő fáciesek.

TELEGDI-ROTH K. a „dachsteini liász” felett következő, ujjnyi vastag, fehér kalciterekkel átjárt mészkőpadokat említ a Kékhegy krinoideás—brachiopodás alsóliász mészkősorozatának jellemző tagjaként (1935).

ORMOS E. (1937) a Kékhegy É—ÉK-i peremén és lejtőin levő liász képződmények (húsvörös, tömör, fehér kalciteres mészkő és rózsaszínű krinoideás, magasabb részeiben fehér, kalciteres mészkő) Brachiopoda faunáját írta le. A meghatározott Brachiopodákra, analógiákra, valamint a képződmények feltételezett egymásutánjára alapozva, az Ammonita-övek jellemző vezéralakjainak, sőt Ammonita-társulásának hiánya ellenére a *Psiloceras planorbis*, az *Arietites bucklandi* („*Coroniceras bucklandi* ill. *Coroniceras rotiformis*”) és az *Oxyoniceras oxynotum* szintek jelenlétét tételezi fel.

IFJ. NOSZKY J. (1957) a Kőrishegy—Kékhegy és tágabb környezete júra képződményeinek egy-egy mondatos megjelölését, nagyvonalú, rétegtani besorolását és 25 000-es méretarányú foltszerű térképi ábrázolását oldotta meg. Térképén a Kőrishegy—Kékhegy területén és K-i lejtőjén a következő jura képződményeket tüntette fel:

- Alsóliász: „Oolitos mészkő.
Fehér, tömött („dachsteini” típusú) mészkő.
Brachiopodás, posidonomyás mészkő.
Tömött mészkő tűzkőbetelepülésekkel.
Krinoideás, brachiopodás („hierlatzi”) mészkő.
Pados gumós mészkő.”
- Középsőliász: „Brachiopodás krinoideás („hierlatzi”) mészkő.
Tömött, gumós mészkő tűzkőbetelepülésekkel.”
- Felsőliász: „Agyagos márgák mangánérces telepekkel.
Gumós mészkő tűzkőbetelepülésekkel.
Lemezes, tűzköves, posidonomyás mészkő.”

A Kékhegy DK-i lábának előterében pedig az alábbi képződményeket jelzi:

- Alsóliász: „Fehér, tömött („dachsteini” típusú) mészkő.
Brachiopodás, posidonomyás mészkő.
Krinoideás, brachiopodás („hierlatzi”) mészkő.”
- Malm: „*Acanthicumos*, tömött mészkő, tűzkőlenesékekkel.
Gumós mészkő tűzkőbeágyazásokkal, *Pygope diphy*a-val.”

A terület bejárása során a Kékhegy keleti lejtőjének alján a bath—kallóvi emeletbe utalt radiolarit szálban álló előfordulását is felismertük. IFJ. NOSZKY J. térképén az „agyagos márgák mangánérces telepekkel” címszó alatt jelölt képződményt viszont gondos kutatás ellenére sem lehetett fellelni.

Munkánk során egyszerű eszközökkel, de részletesen csupán néhány, az üledékföldtani—ősföldrajzi viszonyokra utaló jelegeket viszonylag szembe-tűnően szemléltető szelvényt vizsgáltunk a Kékhegy ÉNY-i peremén. E feltárások helyileg nagyjából azonosak ORMOS E. és IFJ. NOSZKY J. egykori fauna-gyűjtőhelyeivel (1937).

A létesített mesterséges feltárásokban a dachsteini jellegű mészkő egyenetlen felületére, annak repedéseit, hasadékait is kitöltve a felsőszinemuri emelet mészkőrétegei települnek. A dachsteini jellegű mészkőből ORMOS E. (1937) által jelzett alsóliász Brachiopoda-faunát ismételtelen begyűjteni nem sikerült. Ellenben több ponton megfigyeltük, hogy a felsőszinemuri rétegek Dicerocardiumokat is tartalmazó megaloduszos dachsteini mészkőre települnek. E megfigyelés az ORMOS E. által kimutatott „dachsteini liász” mészkő jelenlétét nem zárja ki, de jelezheti a felsőszinemuri előtti egyenlőtlen lepusztítás mérvét.

A dachsteini jellegű mészkő felett, annak szögletes törmelékét tartalmazva, szín és közetszövet tekintetében változatos megjelenésű, üledékhézaggal települő mészkőfajták találhatók. A közvetlen rátelepülésben észlelt két leggyakoribb, egymást helyettesítő kőzetváltozat a vörös, világosvörös, tömött, finom- vagy aprószemcsés mészkő és a vörös, krinoideás, brachiopodás, Echinoidea-tüskés mészkő. A két változat megjelenése elsősorban a szabálytalan eloszlású, gyakran lencsékben, apró fészkekben feldúsult ősmaradvány-tartalom függvénye. Esetenként e két kőzetváltozat összefonódása autigén-breccsás jelleggel társul és iszapmozgásos jelenségekre vezethető vissza. E két képződménynek részben heteropikus fácieseként, részben fedőjeként ill. a rétegsor magasabb részeként, alsó részén világosvörös, felsőbb szakaszán majdnem fehér „hierlatz fáciesű” krinoideás-brachiopodás mészkő található. A három kőzetváltozatról gyűjtött Brachiopoda faunából VÍGH G. csupán ORMOS E. által már felsorolt (1937) fajokat határozott meg. Véleménye szerint a faunaösszkép mindhárom kőzetváltozat esetében felsőszinemurira utal. A képződmények mikroszkóposan gyakran mészsizaprogősek, pszeudoolitosak és különösen a mélyebb helyzetű rétegekben a dachsteini jellegű mészkő törmelékét tartalmazzák. A dachsteini jellegű mészkővel való érintkezés gyakran éles, máskor a dachsteini jellegű mészkő felszíne kalcitkéreggel borított, esetenként a felsőszinemuri rétegek alján mészkőbreccsa található. A dachsteini jellegű mészkő rostos kalcittal kitöltött repedéseinek egy része a rátelepülő képződményben nem folytatódik.

Néhány a Kékhegy É-i lejtőjén lévő, feltárásban a vörös, világosvörös, tömött, finom- és aprószemcsés mészkövet és a vörös, világosvörös, krinoideás, brachiopodás Echinoidea-tüskés mészkövet rendkívül szabálytalan felületekkel, gyakran vas-mangánoxidos kéreggel határolt barnásvörös, finomszemcsés mészkőbetelepülések járvák át. E barnásvörös mészkő heteropikus fácieseként a dachsteini jellegű mészkő és a leírt idősebb liász kőzetváltozat törmelékét, apró mangánoxid törmelékét, apró gömbded vasoxidszemcséket, ritkán fényes vasas—mangános kéreggel bevont kőzettörmelékét tartalmazó barnásvörös krinoideás mészkő kötőanyagú breccsa található a felsőszinemuri vagy a dachsteini jellegű mészkő felületi egyenetlenségeibe települve. A bar-

násvörös finomszemcsés mészkőbetelepülések és a barnásvörös krinoideás mészkőanyagú breccsa kora a belőle kikerült néhány, GÉCZY B. meghatározása szerint, az Arieticeras-félék közé sorolható gyenge megtartású Ammonites, valamint az összehasonlító üledékföldtani, kőzettani vizsgálatok alapján, a felsőpliensbachi emeletre valószínűsíthető.

Üledékhézaggal települő liász képződmények nemcsak a Kékhegy feltárásos vizsgálat alá vont É-i peremén, hanem K-i lejtőjén is fellelhetők, gyakran a települési jellegekre is utaló törmelék formájában. További — de a fedettség miatt bizonytalanul nyomozható — törmelékük a Kőrishegy Ny-i oldalán is megtalálható. A leírt területéhez csatlakozóan Szépalma-major környezetében azonban a dachsteini típusú liász mészkő felett — a folyamatos rétegsorú szelvényekből ismert — szürke tűzkőbetelepüléseket tartalmazó alsóliász mészkő is megtalálható.

4. Szépalma-pusztá

E terület rész liász képződményeire KOCH A. (1875) hívta fel elsőnek a figyelmet. „Szaruköves liász rétegek, vörös és sárgásszürke crinoidmész, színes szarukő, vörös márgás mészkő” jelenlétét említi.

Szépalma-pusztá és környékének júra képződményeit foltszerűen ábrázolja az IFJ. NOSZKY J. (1957) által szerkesztett térkép. Feltüntetett képződményei a következők:

Alsóliász:	Fehér tömött („dachsteini jellegű”) mészkő. Tömött mészkő tűzkőbetelepülésekkel. Krinoideás-brachiopodás („hierlatz”) mészkő.
Középsőliász:	Pados, gumós mészkő. Posidonomyás mészkő.
Felsőliász:	Agyagos márgák, mangánérces telepekkel. Gumós mészkő tűzkőbetelepülésekkel. Lemezes, tűzköves, posidonomyás mészkő.
Dogger:	Tömött mészkő. Gumós mészkő lemezes közbetelepülésekkel. Gumós mészkő.

Első bejárásos vizsgálataim során felismerhetővé vált, hogy a Szépalma-pusztá közvetlen környezetében található júra képződmények üledékföldtani jellegei a Kékhegy—Szépalma-major közötti területen megismerthez hasonlóak. A terület nagymérvű fedettsége miatt csak az ösföldrajzi helyzetre elsősorban utaló üledékföldtani jellegek nagyvonalú megismerését legvalószínűbben biztosító pontok gondos kiválasztására törekedhettem. Ezért e terület részen csupán a dachsteini jellegű mészkő és a felsőszinemuri képződmények érintkezési vonalát vettem feltárásos vizsgálat alá.

Szépalma-pusztától D-re, mintegy 1 km távolságban, a szürkésfehér, sárgásfehér dachsteini jellegű mészkő egyenetlen felületére települő vörös finomszemcsés és világosvörös, fehérfoltos krinoideás—brachiopodás mészkövet tártunk fel. E vörös finomszemcsés mészkő a dachsteini jellegű mészkő vékony felületi repedéseit is kitölti, szögletes darabokra fellazult egykori felszínét mintegy összefogja, helyenként alsó szakaszán gyéren, szögletes dachsteini jellegű mészkőtörmeléket tartalmaz. A világosvörös, fehérfoltos, krinoide-

ás — brachiopodás mészkő, a vörös finomszemcsés mészkőbe települten, kiékelődő lencsék, fészkek formájában található.

A feltárástól délészirányban távolodva található törmelék tanúsága szerint a krinoideás mészkő a fedőben kis távolságon belül túlsúlyra jut, majd krinoideás mészkőbe vált át. A vörös finomszemcsés mészkő kiékelődő világosvörös, fehérpoltos krinoideás — brachiopodás részeiből kikerült Brachiopodák közül VÍGH G. a következő, a típusos hierlatzi képződmények ősmaradvány-anyagával rokonságot mutató faunát határozta meg:

Waldheimia wachneri GEM.

Glossothyris nimbata OPP.

Rhynchonella plicatissima QU.

Rhynchonella mattyasovszkyi BÖCKH

Rhynchonella retusifrons OPP.

Rhynchonella cartieri OPP.

Rhynchonella cfr. *cartieriformis* VÍGH

Rhynchonella cfr. *pseudopolypticha* BÖCKH

Rhynchonella flabellum GEM.

Rhynchonella inversa OPP.

Spiriferina alpina OPP.

Spiriferina obtusa OPP.

Spiriferina acuta STUR.

A feltárt üledékhézagos kifejlődésű területrésztől K-re és ÉK-re a dachsteini típusú mészkő fölött szürke tűzkőbetelepüléseket tartalmazó, a dachsteini típusú mészkőből folyamatosan kifejlődő alsóliász mészkő is megtalálható. E terület részletes bejárása során — bár a fácieskapcsolatok pontosabb nyomozására a nagymérvű fedettség miatt kevés lehetőség adódott — megállapítható volt a júra képződmények folyamatos — vagy legalábbis folyamatosabb — kifejlődése.

5. Bakonybéli Somhegy

A Somhegyről júra képződményt elsőnek *Schafarzik* F. említ. Rövid szelvénymenti leírást közöl a Somhegy DK-i lejtőjéről (1890). Szelvényén dachsteini jellegű mészkőre települő titon mészkövet, e felett titonnak vélt apti krinoideás mészkövet, tüntet fel.

TAEGER H. a somhegyi júra képződmények térbeli eloszlására is utal (1912a, b). Leírása szerint a Somhegy Ny-i részén raeti dachsteini mészkő és ebből folyamatosan kifejlődő dachsteini típusú alsóliász mészkő található. Dachsteini típusú mészkövet a hegy D-i oldaláról is említ. Ezenkívül közli, hogy a Somhegy felépítésében krinoideás és brachiopodás mészkövek, valamint „a fehér júra cephalopoda tartalmú rétegei” is résztvesznek.

IFJ. NOSZKY J. a Somhegy több, közelebből meg nem jelölt pontjáról a dachsteini típusú alsóliászra települő „lotharingienre utaló” 0,2—0,3 m vastag mészkő jelenlétét említi. A hegy DK-i oldalán az egykori Fischer-féle vadászház fölött létesített mesterséges feltáráshoz felsőszinemuri (lotharingi) rétegekre települő dogger képződményeket ismert fel. A Somhegy tetején, a Kis-Pénzlik barlang és a harántirányú erdőnyiladék között levő területsávról olyan dogger mészkő előfordulását közli, mely a bajócit is magába foglalja (1941). Az 1941—42. évekről szóló jelentésében (1953a), egy közelebből meg nem

jelölt pontról, az *Aspidoceras acanthicum*-os rétegek dachsteini típusú liászra való települését említi.

A Bakony hegység É-i részének földtani térképén (1957) a Somhegy területén a következő júra képződményeket tünteti fel:

Alsóliász:	Fehér tömött („dachsteini” típusú) mészkő. Brachiopodás, posidonomyás mészkő. Tömött mészkő tűzkőbetelepülésekkel. Krinoideás, brachiopodás („hierlatzi”) mészkő. Pados, gumós mészkő.
Középsőliász:	Tömött, gumós mészkő tűzkőbetelepülésekkel.
Felsőliász:	Tömött mészkő.
Alsódogger:	Agyagos, gumós mészkő. Tömött mészkő.
Középsődogger:	Tömött mészkő.
Alsómalm—felsődogger:	Lemezes, radiolariás mészmárga, tűzkőrétegekkel.
Középsőmalm:	Acanthicumos, tömött mészkő tűzkőlelensékekkel.
Titon:	Gumós mészkő tűzkőbeágyazásokkal, <i>Pygope diphyia</i> -val.

Első bejárásos vizsgálataim során a Somhegy-tetőn hosszabb—rövidebb szakaszokon a dachsteini típusú mészkővel nem töréses szerkezeti elemek, hanem a morfológia mai kis részleteit kialakító lepusztulással kapcsolatban létrejött vonalak mentén érintkező fiatalabb júra képződményeket ismertem fel. E képződményeket részletesebben a tetőn levő 649,6 m-es háromszögelési pont környezetében létesített feltárásban tanulmányoztam.

Itt a dachsteini típusú liász mészkő egyenetlen, helyenként a nagyobb felületi egyenetlenségeket tovább tagoló, fűrészszervezetek nyomaira emlékeztető, centiméter nagyságrendű mélyedésekkel tarkított felszínére barnás-vörös finomszemcsés mészkő települ. A két kőzet érintkezési felületén helyenként milliméter vastagságú kalcitkéreg található. A barnásvörös, finomszemcsés mészkő a dachsteini típusú mészkő gyér szögletes törmelékét is tartalmazza. Makroszkóposan felismerhető ősmaradványai, a gyakran vékony mangán-oxidkéreggel bevont héjas Ammoniteszek, csigák, kagylók, valamint Echinoidea-tüskék és néhány aprótermetű magános korall. A csigák és Ammoniteszek nagyjából kalcittal kitöltöttek, ill. csak külső kanyarulataik tartalmazzák a bezáró kőzettel azonos kőzetanyagot. A kemény, simatörésű kőzetből, vékony mangán-oxidos kérgük ellenére, csak ritkán szabadíthatók ki, mert a kalcit-kitöltés miatt könnyen apró darabokra esnek szét.

E barnásvörös, finomszemcsés mészkő fölött világos barnásvörös, vörös árnyalatú szürkésbarna, finomszemcsés, a felszaporodott ősmaradvány-töredékektől helyenként közép- és nagyszemcsés mészkő települ. Faunája uralkodóan kagyló- és Echinodermata-váztöredékekből áll. E váztöredékek gyakran vas-mangán-oxidokkal átitatottak, bekérgeztettek. A kőzet ritkán 1 cm nagyságot elérő vas-mangán-oxid gumókat és szemcséket, valamint a barnásvörös finomszemcsés mészkő szögletes törmelékét tartalmazza. Szürke színárnyalatát mangán-oxid okozza.

A dachsteini típusú mészkő fölött települő, fentebb leírt két képződmény és a dachsteini típusú mészkő repedésekkel átjárt, repedések mentén szétlazult rétegeire, a repedéseket, hasadékokat is kitöltve 0,2—0,4 m vastagságban barnásszürke, szürke, mangán-oxidtól szürkésfekete, finomszemcsés mészkő települ. Makrofaunája, főleg Echinoidea-tüske és Aptychus-töredékekből, valamint Belemnites-rozstrumokból áll. Van olyan sötétszürke változata is,

mely a majdnem kőzetalkotó mennyiségű, nagyon erősen összetört vázrészek mellett, a leírt három fekvőkőzet gyengén koptatott kavicsait, vagy szögletes törmelékét és ugyancsak gyengén koptatott, saját anyagú törmeléket tartalmaz. Felette üledékfolytonosan vörös, finomszemcsés, mangánoxid-kérges Ammoniteszeket, mangánoxiddal átitatott váztöredékeket tartalmazó mészkő települ. Ammoniteszeinek nagyobb része irányítotttság nélkül ágyazódott be. Réteglappal párhuzamosan főleg a nagyobb példányok fekszenek. Faunájából GÉCZY B. *Stephanoceras* sp., *Nannolytoceras* sp., *Holcophylloceras mediterraneum*, *Sphaeroceras* sp. alakokat határozott meg. A fauna összképe alapján a képződmény korát feltételelesen felsőbajóciban jelölte meg. Mikroszkóppal vizsgálva, a dachsteini típusú mészkő fedőjéből fent leírt összes kőzetváltozat nagyon hasonló. Minden változatra jellemző a mikroszemcsés, csak ritkán átkristályosodott alapanyag, a Paleotrix-, a kagyló- („Posidonia”) és az Echinodermata-töredékek gyakorisága. Ezek mellett kisebb mennyiségben fenéklakó Foraminiferák és helyenként jelentős mennyiségben Globigerina (*Pseudoglobigerina*) metszetek figyelhetők meg. Egyes rétegekben viszonylag nagy mennyiségben igen apró Ammoniteszek is találhatók. A legmagasabb helyzetű, vörös, finomszemcsés mészkőben a felsorolt mikrofaunaelemek mellett Globochaeték fordulnak elő. E képződmény és a legalsó barnászvörös finomszemcsés mészkő kevés, tizedmilliméter átmérőjű, törmelékes kvarcsemmet tartalmaz.

A leírt idősebb júra képződmények közül makrofaunával tehát csak a vörös finomszemcsés ammonitász mészkő kora igazolható. A felismert mikrofauna pedig csupán annyit jelez megbízhatóan, hogy képződményeink kora felsőliász, vagy annál idősebb. Az alsó részén erősen mangánoxidos, vörös finomszemcsés ammonitász mészkő és a dachsteini típusú mészkő között elhelyezkedő júra képződmények kora — figyelembe véve a Bakony más pontjain transzgresszív jelleggel települő alsótoarci és a bajóci képződményeket — a felsőliász aljára és a bajócira egyaránt valószínűsíthető.

A vörös finomszemcsés ammonitász mészkő fölött — az előzőeknél rosszabbul feltárva — világosvörös, egyenetlenül színezett, felső részén agyagos réteggel, gumós mészkő is kimutatható. Mikrofaunájára Globigerinák (*Pseudoglobigerina*), Globochaeték, nagyrészt átkalcitizált Radiolariák és Cadosina-félék jellemzők.

A korábban IFJ. NOSZKY J. által jelzett, üledékhézaggal települő felsőszinemuri és kimmeridgei képződmények részletes vizsgálatára nem volt lehetőségem. Ezek települési, üledékföldtani jellegeinek helyileg is pontosan megjelölt szelvényekben való megismerése további feltárásos vizsgálatokat igényel.

6. Somhegy-pusztá—Herend—Hárskút közötti terület

E terület észak felé a Somhegy vonulatához, északkeleten a Papod vonulat északi előteréhez csatlakozik. Nyugaton a Hajaghegyek, délkeleten a Borostyánhajag—Hárskút összekötővonala, délen az Alsóhajag—Borostyánhajag összekötővonala határolja.

a) Gyenespuszta környéke

E területrészt júra képződményeire vonatkozó első adatokat IFJ. NOSZKY J. (1943) szolgáltatta. A gyenespusztai barlangból a dachsteini típusú liász mészkőre szögdiszkordanciával települő, *Parkinsonia parkinsoni* Sow.-t tartalmazó legalsó bath rétegeket említ. A Gyenespusztától nyugatra levő 508-as háromszögelési ponttal jelzett kis magaslatról *Rhynchonellina* sp.-t tartalmazó dogger szint jelenlétét közli. 25 000-es méretarányú földtani térképén Gyenespuszta közvetlen környékéről a következő júra képződményeket ábrázolta:

Alsóliász:	Tömött, fehér („dachsteini” típusú) mészkő. Brachiopodás, posidonomyás mészkő.
Középsőliász:	Posidonomyás mészkő. Tömött, gumós mészkő tűzkő-közbetelepülésekkel.
Alsódogger:	Agyagos, gumós mészkő.
Középsődogger:	Brachiopodás mészkő. Tömött mészkő.
Felsődogger—alsómalm:	Lemezes, radiolariás márga, tűzkőrétegekkel.
Titon:	Gumós mészkő tűzkőbeágyazásokkal, <i>Pygope diphya</i> -val. Lemezes mészkő és márgás mészkő.

Gyenespuszta környékén a júra képződmények települési viszonyai a nagymérvű fedettség miatt csak gondosan kiválasztott típusszelvények mester-séges feltáráásával vizsgálhatók részletesen. A gyenespusztai barlang, melyből IFJ. NOSZKY J. a dachsteini típusú liász mészkőre szögdiszkordanciával települő legalsó bath képződményt említi, ma már nem járható. Közvetlen környezetében azonban csekély feltárómunkával is jól tanulmányozhatóvá lehetett tenni a dachsteini típusú mészkő fölötti képződményeket.

A majorépület és a barlang közötti területen a dachsteini típusú mészkő egyenetlen felületére vörös, barnásvörös, helyenként mangánoxidokkal egyenetlenül szürkére színezett finomszemcsés, ammoniteszes mészkő települ. A két kőzet érintkezési felülete alatt és felett mért dőlésértékek egyezőek, ill. az eltérések a kompasz mérési hibahatárán belül maradnak. A mészkőben található Ammoniteszek nagy része mangánoxid-kérges.

E ponttól mintegy 100 m-re É felé, a gyenespusztai magaslat ÉNy-i lejtő-jének alsó harmadán a dachsteini jellegű mészkő egyenetlen felületére ugyan-csak barnásvörös, finomszemcsés, ammoniteszes mészkő települ. A két képződmény között itt sem mérhető szögdiszkordancia. Az előző feltáráshoz képest különbségként említhető, hogy a mészkő diónyi mangánoxidos gumókat tartalmaz és Ammoniteszekben szegényebb. A dachsteini jellegű mészkő kisebb felületi egyenetlenségeit kitöltő alsó része erősen mangánoxidos, kőzettani jellegeiben a felsőliászra emlékeztető. Ezeken a részeken az ősmaradványok az erős mangánoxidosság ellenére rossz megtartásúak.

A barnásvörös, finomszemcsés mészkő korát a nem réteg szerint gyűjtött Cadomiteszek és Parkinsoniák alapján GÉCZY B. a felsőbajócira valószínűsíti. Kora, IFJ. NOSZKY J. (1943) korábbi irodalmi közlését is figyelembe véve, a felsőbajóci—bath emeletekben rögzíthető. E mészkő felső szakaszán — a sűrű felszíni törmelék alapján jól nyomozhatóan — 1—2 m vastagságú vörös, máj-barna, vas-mangánoxidtól majdnem fekete radiolariás, helyenként posidonias, paleotrixes tűzkőbetelepülések megjelenése és túlsúlyra jutása figyelhető meg.

A tűzkő fölött szürkésfehér, világosvörös, érdes tapintású, a mészkőnél és tűzkőnél kisebb fajsúlyú radiolarit települ.

A majorépülettől DNy-ra levő 508 m-es háromszögelési ponttal jelzett magaslaton az előzőektől eltérő megjelenésű középsődogger képződmények települnek a dachsteini liász mészkőre.

A magaslat lapos tetejének K-i peremén a Brachiopodákat, apró szabályos Echinoidéákat tartalmazó pszeudoolitos—oolitos dachsteini típusú mészkő egyenetlen felületére vörös, barnászvörös finomszemcsés mészkő települ. E mészkő alsó rétegeiben néhány cm vastag, kiékelődő, kagyló (néhány felismerhető *Posidonia alpina* GROS.) -lumasellás közbetelepüléseket tartalmaz. Felső szakaszán a major környezetéből is ismert tűzkő-közbetelepülések, majd csaknem mészmentes tűzkő található. A feltárás közelében, a magaslat felső lejtőpereme alatt a dachsteini típusú mészkő szögletes törmelékéből álló barnászvörös, finomszemcsés mészkőköttöanyaggal összefogott, helyenként mangán-oxidall átítatott breccsa darabjai találhatók.

A magaslat É-i részén a dachsteini típusú mészkő egyenetlen felületére barnászvörös, vörös árnyalatú sárgásbarna, finomszemcsés, a felszaporodott Echinodermata-töredékektől elmosódó határú fészkekben közép- és nagyszemcsés, rosszul rétegzett mészkő települ („Hierlatz fácies”). Makrofaunáját Brachiopodák, köztük Rhynchonellina-félék és kisebb számban Ammoniteszek képviselik. A belőle gyűjtött Cadomiteszek és Parkinsoniák alapján korát GÉCZY B. a bajóci emelet felső részében rögzíti.

Gyenespusztától mintegy 600 m-re É-ra, a Gyenespuszta és Édesvízmajor között húzódó ÉK—DNy irányú völgy Édesvízmajor felé eső lejtőjén ugyancsak üledékhézaggal települő júra képződményeket tártunk fel. Itt a dachsteini típusú pszeudoolitos mészkőre a Gyenespusztán megismert barnászvörös, finomszemcsés mészkő, e felett májbarna tűzkő, a bath—kallovi radiolarit és a malm uralkodóan gumós kifejlődésű ammonitás rétegei települnek.

b) Tobánpusztá környéke

E terület rész júra időszaki képződményeire vonatkozó első adatok IFJ. NOSZKY J.-tól származnak. Felvételi jelentésében (1953) dachsteini típusú liász mészkőre települő *Aspidoceras acanthicum*-os rétegeket említ, közelebbi helymegjelölés nélkül a Hajaghegyről. Magyarország júra képződményei c. munkájában (1961) közölt „Hajaghegy Tobánynál” c. rétegtani oszlopán dachsteini típusú liász mészkövet, felette kimmeridgei és titon képződményt tüntet fel. A Bakony hegység É-i részének földtani térképén (1957) fehér, tömött dachsteini típusú mészkő és krinoideás, brachiopodás alsókréta mészkő környezetében acanthicumos tömött tűzkölencsés mészkövet jelölt.

A terület alsókréta képződményeinek vizsgálatá kapcsán FÜLÖP J. a kréta rétegek fekvésében levő malm képződmények vizsgálatát is elvégezte egy szelvényben (1964a, b). Közvetlenül a dachsteini jellegű liász mészkőre települő kimmeridgei mészkövet s a felett folytonos rétegsorban levő titon képződményt jelez. A képződmények települési helyzetét szelvényen, vizsgálati adatait diagramon ábrázolta.

A FÜLÖP J. által közölt szelvény közvetlen és tágabb környezetének részletező vizsgálata további néhány adattal bővítette ismereteinket. Az ábrázolt szelvényből közölt kimmeridgei fauna zömmel a rétegsor felső szakaszáról származik, s így a rátelepülés idejét csak a közölt emelet-nagyságrend-

ben rögzíti. A rátelepülés csapásvonalában haladva a dachsteini jellegű mészkő egyenetlenségei kis távolságon belül eléri, esetenként meghaladják az őt métert. A kimmeridgei rétegcsoporthoz legalsó rétege gyakran jóformán törmelékanyag nélkül települ. E törmelékanyag nélküli ponttól 80–100 m távolságra azonban 2 m vastagságot is elérő, gyengén koptatott mészkőkáviccsokból álló konglomerátum található a két képződmény határán. A konglomerátum kavicsanyaga uralkodóan a közvetlen környezetből származó, dachsteini jellegű mészkő. Alárendelten a mélyebb jura tagokra utaló krinoideás mészkőkáviccsok is megfigyelhetők. Az alaprégteg helyenként durva szögletes törmelékből áll. A kimmeridgei mészkő anyaga különösen a konglomerátum alsó részén vas-mangán-oxidos. Megfigyelhető a vasas—mangános színeződés sávos váltakozása is. A leírtakhoz hasonló kimmeridgei rátelepülések figyelhetők meg több ponton Tobánypusztától ÉK-re a Felsőhajag területén.

c) Kisnyerges-árok

A Hajaghegyek csoportjához tartozó kicsiny terület rész jura képződményeire vonatkozóan csupán IFJ. NOSZKY J. munkáiban található egy-két szórványos adat. Az 1941–42. évekről szóló felvételi jelentésében (1953) nagytermetű *Oxynoticer* sp.-t tartalmazó liász előfordulást jelez. A Bakonyi hegység É-i részének földtani térképén (1957) a terület részre fehér tömött dachsteini típusú alsóliász mészkövet, alsóliász pados gumós mészkövet, középső-dogger brachiopodás mészkövet, gumós mészkövet *Pygope diphya*-val és a titon zárótagjaként lemezes és márgás mészkövet tüntet fel.

Az Alsóhajag ÉNy—DK és ÉK—DNy irányú törésekkel határolt DK-i csücskében levő, nagyjából vastag talajtakaróval fedett jura képződmények részletes és szelvényyszerű vizsgálatára a MÁFI folyamatban levő térképező munkája során nyílt lehetőségem.

A megvizsgált 155°/53° dőlésű rétegcsoporthoz a halvány szürkésárga pszeudoolitos dachsteini típusú mészkő kissé egyenetlen felszínére világosvörös, egyenetlenül színezett finomszemcsés, zöldesbarna és szürkésfekete, mangános—vasas gumókat tartalmazó, ammoniteszes mészkő települ. Makrofaunájában részben vas—mangán-oxidokkal bekérgezett Ammoniteszekből, főleg felsőszinemurira utaló *Oxynoticer*-félékből, kevés Belemnites-rosztrumból és néhány, a kőzetből ki nem szabadítható mangános korallból áll. Kőzetcsiszolatainak mikroszkópi képében jellemző a mikroszemcsés, a legalsó rétegben mészsziparogós alapanyag és sok, jobbára apró, gyakran „limonittal” átitatott váztörredék. Mikrofaunájában Echinodermata-törödek, fenéklakó Foraminiferák, Globochaeték, igen apró Ammoniteszek, s apró Brachiopodák találhatók. A Foraminiferák között gyakoriak az Involutina- és Trocholina-félék.

A felsőszinemuri mészkőre penakkordánsan vörös, finomszemcsés, diónyi vas-mangán-oxidos gumókat és gyéren rossz megtartású Ammonites-kőbelek tartalmazó mészkő települ. A kőzetből gyűjtött néhány Ammonites-példányból álló faunában Géczy B. *Stephanoceras* sp.-t ismert fel. Vékonycsiszolatos vizsgálatok szerint a kőzet kevés, tized-mm átmérőjű, törmelék kvarc-szemcsét tartalmaz. Mikrofauna-elemei közül a rétegcsoporthoz legalsó részében gyakoribbak az Echinodermata-törödek és fenéklakó Foraminiferák. A rétegcsoporthoz középső részében ezek mellett felszaporodnak a Pseudoglobigerinák és igen apró Ammoniteszek. A rétegcsoporthoz felső részében a Paleotrixek

válnak uralkodóvá és az alsó, középső szakaszban is kimutatható Globochaeték mennyisége kissé csökken.

A vörös, finomszemcsés vas-mangánoxidgumós bajóci mészkő felett — ismét penakkordánsan — kimmeridgeivel induló malm sorozat települ.

E sorozat alsó részén vörös, egyenetlenül színezett, finomszemcsés, ammoniteszes, ebből folyamatosan kifejlődő világosszürke, helyenként mangánoxidtól sűrű, középszemcsés mészkő települ. Felette — fokozatosan növekvő agyagtartalommal — vörös, egyenetlen rétegfelszínű gumós, mállott állapotban levelesen széteső, apró- és középszemcsés mészkő, majd gumós, vörös agyagközös, világosvörös, tömött és finomszemcsés mészkő található.

A malm rétegsor alsó, vörös, egyenetlenül színezett, ammoniteszes mészkövénél gyér faunájában viszonylag gyakoriak az Aspidoceraszok, kőzetanyagának mikroszkópi képe jellemző a mikrokristályos, részben átkristályosodott finomszemcsés alapanyag, sok erősen átkristályosodott apró váztöredékkel és kevés, tizedmilliméter átmérőjű, törmelékes kvarcsezemcsével. Mikrofaunájában Echinodermata-töredékek, Lombardiák, általában átkalcitoidosodott Radiolariák, Globochaeték, Cadosina- és Stomiosphaera-félék, valamint kevés Paleotrix található.

A vörös, egyenetlen rétegfelszínű, gumós, apró- és középszemcsés mészkőben Lombardiákra emlékeztető, de azoknál nagyobb méretű, kőzetalkotó mennyiségben megjelenő váztöredékek találhatók. A világosvörös, vörös agyagközös, gumós, tömött és finomszemcsés mészkőben Calpionellák találhatók nagyobb számban.

d) Közösküti-árok

A Hárskút felől a Borostyánhajag Ny-i lábánál Herendnek tartó völgy júra képződményeit IFJ. NOSZKY J. ismerte fel. Közlése szerint itt a dachsteini típusú liászra 2—3 dm vastag „lotharingienre utaló” mészkő települ. A középső-liász rétegei „hiányzanak, ill. ahol talán megvannak, az előző szinttől nem különíthetők el”. A felsőliászt 0,6 m összvastagságú, mangános gumókat tartalmazó, indiai vörös színű mészkő képviseli. E felett nagy mangános gumókat tartalmazó halványpiros, dogger mészkő települ (1943). 25 000-es méretarányú földtani térképén (1957) a következő júra képződményeket tüntette fel:

Alsőliász:	Fehér tömött („dachsteini” típusú) mészkő.
Középsőliász:	Brachiopodás, krinoideás („hierlatzi”) mészkő.
Középsődogger:	Tömött mészkő.
Felsődogger — alsómalm:	Lemezes radiolariás mészmárga, tűzkőrétegekkel.
Titon:	Gumós mészkő tűzkőbeágyazásokkal, <i>Pygope diphyia</i> -val. Lemezes mészkő és márgás mészkő.

A Közösküti-árokban és környékén elsősorban az üledékhézaggal települő júra képződmények részletes vizsgálatára törekedtem. Az árokban és a Borostyánhajag Ny-i lejtőjének közepe táján a dachsteini típusú szürkésfehér, világosszürke, pseudoolitos mészkő egyenetlen felületére világosvörös, finomszemcsés, helyenként apró- és középszemcsés mészkő települ. E képződmény alsó rétegeiben a dachsteini típusú mészkő gyér, szögletes törmelékét és igen gyéren fényes sötétbarna vasoxid bekérgezésű kavicsait tartalmazza. Ósmaradványtöredékei gyakran vas-mangánoxiddal átitatottak, bekérgezettek. Mangánoxidos gumókat is tartalmaz. Makrofaunája kevés. Ami van, az a kőzetből

egyszerű eszközökkel általában nem, vagy alig kiszabadítható Ammoniteszekből és Brachiopodákból áll. Mikrofaunájában Echinodermata-töredékek, fenéklakó Foraminiferák (köztük Involutina-félék), igen apró Ammoniteszek és kevés apró csiga ismerhető fel.

E közzétanilag és mikrofaunisztikailag a Kisnyerges-árokban megismert felsőszinemuri képződménnyel egyező mészkőre világos barnászvörös, fénytelen, finomszemcsés, helyenként mangánoxiddal egyenetlenül színezett mészkő települ. Felette világosvörös, diónyi vas-mangánoxidos gumókat tartalmazó, egyenetlen rétegfelszínű, finomszemcsés mészkő található.

A barnászvörös, fénytelen finomszemcsés mészkő mikrofaunája Echinodermata töredékekből, fenéklakó Foraminiferákból, kevés apró csigákból, igen apró Ammoniteszekből, tömegesen megjelenő átkalcitosodott Radiolaria-vázakból és Paleotrix-, ill. kagylótöredékekből áll.

A világosvörös, finomszemcsés, mangánoxidos gumókat tartalmazó mészkő alsó rétegeiben Paleotrix-, kagyló- és Echinodermata-töredékek, átkalcitosodott Radiolaria-vázak, fenéklakó Foraminiferák, igen apró Ammoniteszek találhatók. E rétegsor felső szakaszán Pseudoglobigerinák, Paleotrix- és kagylótöredékek, átkalcitosodott Radiolariák, igen apró Ammoniteszek, Echinodermata-töredékek jellemzők.

E fent leírt, IFJ. NOSZKY J. által felsőliásznak és doggernek jelzett két képződmény pontosabb tagolásához a gyéren található Ammoniteszek rétegszerinti gyűjtése és rétegtani—öslénytani feldolgozása szükséges. A vizsgálatok elvégzését e képződmény más bakonyi szelvényekhez viszonyított igen csekély (2—3 m-es) vastagsága indokolja.

A felsorolt képződmények fedőjében, nagyrészt mészköves tűzkő formájában kifejlődött, vékony „radiolarit-rétegcsoport”, valamint ez utóbbit követően települő az alsókrétába is átmenő malm sorozat uralkodóan egyenetlen rétegfelszínű, gumós, agyagos mészkőkifejlődése található, amely csak helyenként tűzköves.

e) Kutatófúrások

A Somhegypuszta—Herend—Hárskút közötti terület ismertetett, felszínén vizsgálható júra szelvényeit nagyrészt fiatalabb képződményekkel borított területrészek választják el egymástól. E szelvények kapcsolatainak, a közbenső júra képződmények üledékföldtani jellegeinek vizsgálatát néhány, a MÁFI folyamatban levő térképező munkája során mélyített kutatófúrás tette lehetővé.

A Közöskúti-árok és Kisnyerges-árok közötti területen mélyült, Herend 58. sz. kutatófúrás júra rétegsora a két szélső szelvényben megismerthez hasonlóan üledékhézagos. Legidősebb feltárt képződménye a halvány szürkéssárga mikroszkópos nagyságú Gastropoda- és Echinodermata-töredékekkel jellemzett pseudoolitos, dachsteini jellegű mészkő, ennek egyenetlen, kisebb-nagyobb repedésekkel átjárt felszínére világosvörös finomszemcsés, aprószemcsés mészkő települ. Helyenkénti aprószemcsés jellegét a fészkekben, kiékelődő lencsékben felszaporodott ősmaradvány-töredékek okozzák. Ősmaradványai vas-mangán-oxiddal átítatottak vagy bekérgeztettek. Makroszkópos ősmaradványként kevés, apró, a kőzetből általában kiszabadíthatatlan Ammoniteszt tartalmaz. Mikrofaunája Echinodermata, főleg Crinoidea-töredékekből, fenéklakó Foraminiferákból (főleg Involutina- és Trocholina-fajokból), valamint apró csigák-

ból és igen apró Ammoniteszekből áll. Mikrofaunája és kőzettani jellegei alapján a kisnyergesárki szelvény felsőszinemuri rétegeivel azonosítható.

A 2–3 m vastag, felsőszinemuriba sorolt képződmény felett vörös, finomszemcsés, foltokban mangánoxiddal átítatott mészkő települ. Vékonycsiszolatos vizsgálatok szerint mikrofaunája Paleotrix-, Posidonia- és Echinodermata-töredékekből, valamint igen apró Ammoniteszekből és Globochaeték-ből áll.

A fedőjébe tartozó bath—kallovi radiolaritot a fúrási anyagban csak néhány, főleg barnászvörös tűzkőből álló fúrómag-töredék képviseli (rossz magkihozatal). A radiolarit fölött teljes, az alsókréta felé is üledékfolytonos malm rétegsor települ.

Hasonló rétegsort tárt fel a Gyenespuszta és a Somhegy közötti területen a Kerteskőn mélyített Pénzesgyőr 3. jelű kutatófúrás. Szelvényében a pseudooolitos dachsteini jellegű mészkőre — annak felületi egyenetlenségeit, repedéseit is kitöltve — mintegy 2 m vastag világosvörös, vörös, helyenként mangán-oxidtól szürke, finom- és aprószemcsés mészkő települ. Vékonycsiszolatos vizsgálata szerint a mikroszemcsés alapanyagban közepes mennyiségű Echinodermata-töredéket, fenéklakó Foraminiferákat, köztük Involutina-féléket, apró csigákat, igen apró Ammoniteszeket, apró Brachiopodákat, Globochaetákat tartalmaz. Kőzettani jellegei és mikrofaunája alapján a Közöskúti-árokban, a Kisnyerges-árokban és a Herend 58. sz. fúrás rétegsorában megismert felsőszinemuri mészkővel azonosítható.

Fedőjében a kisnyergesárki szelvény dogger rétegeire emlékeztető, azzal egyező mikrofaunájú vörös, finomszemcsés mészkő települ. Mikrofauna-elemei: Paleotrix- és Echinodermata-töredékek, Pseudoglobigerinák, fenéklakó Foraminiferák, igen apró Ammoniteszek, Globochaeték. E képződmény felső szakasza kissé a Lókút környékén elterjedt lemezes posidoniás—paleotrixes mészkőre emlékeztet. Fölötte üledékfolytonossággal folytatódóan a bath—kallovi radiolarit majd az alsókréta felé is üledékfolytonos malm sorozatot tárták fel.

A Gyenespuszta—Tobánypuszta közötti területen, az egykori Mód-tanya közelében mélyített Hárskút 2. jelű kutatófúrás rétegsora, ugyancsak nagyobb üledékhány után újrainduló üledékképződést jelez. Szelvényében a dachsteini jellegű mészkő egyenetlen felületére — annak kisebb repedéseit is kitöltve — vékony, kőzettanilag az üledékhézaggal települő somhegyi bajóci mészkővel analóg vörös, mangán-oxidtól szürkészvörös, finomszemcsés, márgás jellegű és vörös, tömött, az elválási felületek mentén agyageres, gumós mészkő települ. Fölötte üledékfolytonosan a bath—kallovi radiolarit és az alsókréta felé is folytonos malm sorozat található.

7. Úrkút—Szentgál környéke

A júra képződmények vizsgálatát a Bakony e D-i területén, az általában nagymérvű fedettség mellett, az É-i részeken észleltnél nagyobb méretű utólagos lepusztítás is nehezíti. Jelen munka a lehetőségekkel arányban álló áttekintő jellegű összehasonlító vizsgálatokra szorítkozott.

Az irodalomban található fontosabb üledékföldtani jellegű adatok mennyisége viszonylag csekély.

VADÁSZ E. idősebb júra képződmények törmelékét tartalmazó mészkövet ismert fel, melyet titon korúnak vélt (1911, 1913).

IFJ. NOSZKY J. a Kakastarajhegyről dachsteini típusú liászra települő *Aspidoceras acanthicum*-os rétegeket említ, közelebbi helymegjelölés nélkül (1953).

Rétegoszlop formájában közli Úrkút és a szentgáli Tűzköveshegy júra rétegsorát (1957). Rétegoszlopain a raeti emelettől a titonig terjedő folyamatos képződménysort tüntet fel.

NOSZKY J.—SIKABONYI L. felismerték az úrkúti karbonátos mangánérc-telepeket és az azokra vonatkozó első adatokat közlik.

CSEH-NÉMETH J. az úrkúti mangánércbányászat által feltárt területről a liászt és doggert kitöltő folyamatos júra rétegsort ismertetett. A mangánérctelepes rétegsorozat részletező leírása kapcsán az oxidos és karbonátos érc-telepek öves elhelyezkedését bizonyító adatokat szolgáltatott (1958).

A Bakony hegység É-i részén tapasztalt fácies-változékonyság e területre is jellemző. Üledékhézaggal települő júra képződmények is kimutathatók.

A Kakastarajhegy Ny-i, a Határárok felső harmadához csatlakozó részén a halvány szürkessárga, tömött dachsteini jellegű mészkő egyenetlen, méteres nagyságrendű mélyedésekkel tagolt felszínére barnászörös aprószemcsés, krinoideás mészkő települ. E mészkő sűrűn tartalmazza a dachsteini jellegű mészkő és az idősebb júra képződmények szögletes törmelékét vagy gyengén koptatott kavicsait. A mészkőbe zárt törmelékanyagból a dachsteini jellegű mészkő sárgásfehér, halvány szürkessárga és enyhén lilás árnyalatú halványvörös változatait, világosvörös, középszemcsés, krinoideás, brachiopodás felsőszinemuri mészkövet, valamint tömött, fénytelen (sötét indiai vörös), faunaszegény, eddig csak a felsőliászból ismert mészkövet tudtuk kimutatni. A közettörmelék bezáró mészkőből korhatározó értékű faunát kimutatni nem sikerült. Kőzettani jellegei a Határárok felső szakaszán elterjedt malm képződményekéhez hasonlóak.

Az úrkúti Csárdahegyen, a régi külszíni mangánércbánya területén, a karsztosodott, krinoideás, brachiopodás ill. brachiopodás—krinoideás mészkövet egyes helyeken fél méter vastagságot elérő vörös, barnászörös júra mészkővel kitöltött hasadékok járják át. Figyelembe véve, hogy e jelenség eddigi ismereteink szerint kizárólagosan az üledékhézaggal települő júra képződmények elterjedési területéről ismert, e területén is feltételezhető a lepusztulás miatt ma már csak bizonytalanul nyomozható üledékhézagos kifejlődés, ill. annak viszonylagos közelsége.

8. Sümeg

A júra képződmények Sümegen való jelenlétére BÖCKH J. utal először. A liász kis foltját és a titon jelenlétét tételezi fel (1:144 000-es, B-9 jelű térkép).

A terület júra képződményeinek első részletesebb ismertetését ID. LÓCZY L. tette közzé (1913). Megfigyelései szerint a raeti faunaelemekkel jellemzett dolomitból a raeti dachsteini mészkő, majd a liász dachsteini típusú mészkő fejlődik ki. VADÁSZ E. vizsgálati adataira hivatkozva a következő júra képződményeket sorolja fel:

Világossárga, szövetében egynemű, tömött mészkő, mállott felületén Crinoidea, Brachiopoda, Gastropoda nyomokkal (dachsteini típusú liász mélyebb része).

Sötétszürke, bitumenes brachiopodás és lumasellás mészkő (dachsteini típusú liász magasabb tagja).

Sárga tűzköves mészkő (dachsteini liász zárótagja).

Tűzköves márga (felsőliász). Sümeg környékéről származó, de pontosan nem ismert lelőhelyű kőzetminták vizsgálata alapján, liászba tartozó krinoideás—brachiopodás mészkövet és középsőliász vörös, cephalopodás mészkövet is jelzett.

IFJ. NOSZKY J. 1943. évi földtani térképezése során felismeri a tűzköves márga régebbi felsőliász kormeghatározásának téves voltát és a felsődogger-től az alsókrétaig terjedő sorozatot mutat ki. Véleménye szerint ez a sorozat látszólagos diszkordanciával, de mindenesetre nagy rétegtani hézaggal települ az alsóliász hús-vörös rétegeire, s így éppen a sokat emlegetett felsőliász rétegek hiányára gondol (1957).

1944. évi felvételi jelentésében (1952) hangsúlyozza, hogy BÖCKH J és ID. LÓCZY L. júra képződményekre vonatkozó megállapításait tapasztalatai egyébként igazolták.

A Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve XLIX. kötet 2. füzetében közzétett, Mezozoos Konferencián ismertetett munkájában (1961) Sümegen a felsőbb pliensbachi rétegek hiányával kezdődő, kallovi emeletig terjedő „rétegtani hézagot” jelöl. Táblázatain „kisebb fenékingadozásokat” tüntetett fel a szinemuri és pliensbachi emeletekben.

Sümeg környékén júra képződmények a sümeg—lesencetomaji út mentén, a Sümegi-erdő ÉNy-i részén és a Mogyorósdombon találhatók.

A Sümegi-erdő ÉNy-i részén, DNy-i irányban 10—15°-kal dőlő dachsteini mészkőből, felső részén brachiopodás, gyéren krinoideás betelepüléseket tartalmazó dachsteini típusú liász mészkőből és szürke, világosszürke, szabálytalan alakú tűzkőbetelepüléseket és kiékelődő tűzkőrétegeket tartalmazó, szürkéssárga mészkőből álló sorozat települ.

A Mogyorósdomb Sümeg felé eső részén, ÉK-i irányban 70—86°-kal dőlő, doggertől az alsókrétaig terjedő sorozat, míg a sümeg—lesencetomaji úthoz csatlakozó DK-i részén liász képződmények és a „dachsteini mészkő” kicsiny foltja található.

A Mogyorósdomb DK-i peremén a dachsteini jellegű mészkő egyenetlen felületére világos sárgászörös, krinoideás, brachiopodás, e felett vörös krinoideás—brachiopodás, ammoniteszes mészkő települ. E két képződmény kora a gyéren gyűjthető Brachiopodák és rossz megtartású Ammoniteszek előzetes vizsgálata alapján felsőszinemurinak, ill. pliensbachinak valószínűsíthető.

A Mogyorósdomb DK-i terület részének a dogger—alsókréta sorozathoz közel eső ÉK-i részén a sárgásszürke, pseudoolitos dachsteini jellegű mészkő egyenetlen, repedésekkel átjárt, repedések mentén szétlazult felszínére — azt mintegy összefogva — világosvörös, tömött mészkő települ. Faunája többnyire kisebb-nagyobb fészkekbe összehalmozódott Echinodermata-töredékekből, igen apró Ammoniteszekből, apró csigákból és fenéklakó Foraminiferákból áll.

A dachsteini típusú mészkő és a világosvörös tömött mészkő együttesen lepusztított felszínére, azok szögletes törmelékét is tartalmazva barnászörös (indiai vörös), fénytelen, tömött mészkő települ. Fölötte üledékfolytonosan sárgászörös, finomszemcsés, fénytelen mészkőrétegek találhatók.

A barnászörös fénytelen mészkőből egy *Harpoceras* sp. töredéke került elő. Ebben és a fölötte települő sárgászörös mészkő mikrofauzájában Paleotrix- és kagylótöredékek, valamint fenéklakó Foraminiferák találhatók.

E két képződmény faunája és kőzettani jellegei alapján felsőliásznak tekinthető. A fekvőjükben levő világosvörös, tömött mészkőből korjelző értékű fauna nem került elő. Kőzettani és települési jellegi alapján kora felsőszinemurira és a plienschachi emelet felső részére egyaránt valószínűsíthető.

A dachsteini jellegű mészkőre üledékhézaggal települő fentebb leírt liász képződmények nyomai a Sümegi- (Kővestáblai-) erdő község felé eső sarkában és a nyelőkei területen mélyített rétegtani sekélyfúrás kréta sorozata alatt is megtalálhatók.

9. A Bakony és a Vértes hegység közötti terület

Mór—Bodajk—Balinka környéke

A Vértes hegység Ny-i peremén, a móri Csókahegyen és a vértessomlyói Szarvaskút forrás környezetében található júra képződmények részletező vizsgálatával FÜLÖP J. és munkatársai foglalkoztak.

FÜLÖP J. a móri Csókahegyről üledékhézagos júra rétegsort ismertetett (1960). A Csókahegy DNy-i oldalán mintegy 300 m hosszúságban található, az alsóliász felső részére utaló, vörös színű krinoideás—brachiopodás mészkőfoszlányokat és ezzel kapcsolatban levő, a dachsteini jellegű mészkőben több méter mélységig hatoló vörös, kissé agyagos mészkő anyagú hasadékkitöltéseket írt le. Közlése szerint a hasadékkitöltések egy részét, az alsóliász kori hasadékkitöltéseknél fiatalabb hasadékkitöltések metszik. A többször megismétlődő hasadékkitöltések egymásutánjának megállapítása a hasonló kőzettani jellegek miatt nehéz. A vörös júra kőzetanyaggal kitöltött hasadékok leggyakrabban néhány cm-esek, ritkábban 10—20 cm szélességűek.

Ugyanezen területen bath emeletbe sorolt, mangánoxidos gumókat, mangánoxidos festődésű vázelemek tartalmazó krinoideás, posidoniás, vörös ammoniteszes és posidoniás mészkőfajtákat írt le.

A felsorolt képződmények környezetében „vörös színű liász mészkövet és dachsteini mészkőtörmeléket tartalmazó mangánoxidos festődésű barnászürke színű, mészkőkötoanyagú breccsa” jelenlétét is felismerte. E képződményt a bath emeletbe sorolt mészkőfajták alapbreccsájának tekinti. A felsorolt képződmények települési helyzetét az erős szerkezeti igénybevétel miatt megfigyelni nem tudta. Területileg az előzőekben leírt képződményekhez kapcsolódó kimmeridgei és titon képződményeket is kimutatott.

A két hegység érintkezéséhez legközelebb eső Bakony hegységi felszíni júra előfordulás a balinkai Somhegy Ny-i lejtőjének alján található. E helyen IFJ. NOSZKY J. a Bakony hegység É-i részének földtani térképén (1957) tömött gumós tűzköves liász mészkövet jelölt.

Elvégzett összehasonlító vizsgálataim szerint a Vértes hegység Ny-i peremén levő — irodalomból is ismert — júra képződmények főbb üledékföldtani jellegei a Bakony hegység területén található hasonló képződményekével egyezők. A móri Csókahegyen található bath emeletbeli képződmények irodalomban jelzett transzgressziós településének egyértelmű igazolása, tekintve, hogy közvetlen fekvőjüket eddig egyetlen feltárásban sem sikerült fellelni, további feltárómunkát és vizsgálatot igényelnek.

Üledékhézagos településű júra képződmények lepusztulástól megkímélt

maradékai a csókakői Várhegy közelében, az attól É-ra eső Vértes peremi területrészekén is megtalálhatók. Itt a dachsteini jellegű mészkő felületi egyenetlenségeit, repedéseit, hasadékait több helyen vörös, finomszemcsés és krinoidás mészkő tölti ki. E képződmények környezetében, több ponton a talajba, ill. a lejtőtörmelékbe ágyazott, gyakran diónyi nagyságú oxidos mangán-ércdarabok találhatók.

A Bakony É-i részének földtani térképén (1957), a balinkai Somhegyen jelölt „tömött gumós mészkő tűzkő-betelepülésekkel” megnevezésű képződmény helyén, a dachsteini jellegű mészkő kisebb-nagyobb repedéseibe települten vörös, világos lilásvörös, tömött és finomszemcsés mészkő lepusztulástól megkímélt gyér nyomai találhatók. E képződményben korjelző értékű faunát találni eddig nem sikerült. Kora közzetani analógia alapján felső-szinemurinak vagy felsőplienbachinak becsülhető.

A Balinka és Bodajk községek területén mélyült köszénkutató fúrások közül néhány, folyamatos vagy folyamatosabb rétegsorú, júra kifejlődésre utaló képződményeket is harántolt. E köszénkutató fúrások révén megismert folyamatos júra rétegsorú terület és a Vértes peremi, balinkai júra kőzetek üledékföldtani jellegei, valamint egymáshoz viszonyított térbeli helyzetük, az Olaszfalu—Eplény—Lókút környékén ismert júra időszak szerkezetalakulás analógiáját sejtetik. A mutatkozó szerkezetföldtani, üledékföldtani hasonlóság indokoltta tette, hogy az e területen mélyített köszénkutató fúrások közül néhányat, a MÁFI távlati mangánérclehetőségek tisztázását célzó programjának keretében, a mangánérces rétegcsoport szintjének fekvőjéig mélyíttessünk le.

A székesfehérvár—móri műúthoz viszonylag közel eső Ba 266. jelű kutató-fúrás a felszínről eddig nem ismert kifejlődésű júra rétegsort harántolt.

E fúrásban a legidősebb képződmény uralkodóan világosszürke, halvány-szürke, zöldesszürke, alárendeltebben vörösseszürke, lilásvörös, lilás árnyalatú barnászvörös, finomszemcsés tűzköves mészkő. Tűzkőbetelepülései uralkodóan szürke, barnásszürke, sárgásszürke, ritkábban sárgásbarna, világosbarna színűek.

E szürke színárnyalatokkal jellemzett, 17 m látszólagos vastagságban harántolt képződményre, 32 m látszólagos vastagsággal vörös, lila és barna színárnyalatokban gazdag rétegek települnek. E képződmény alsó részén barnászvörös, barnáslila, lilászvörös, felső szakaszán halványvörös, halvány szürkészvörös, halványszürke, finomszemcsés, egyes rétegekben finoman sávozott, ritkán gumós szerkezetű tűzköves mészkő helyezkedik el. A mészkőben szabálytalan alakú gumók vagy lencsék formájában található tűzkő színe: barnásszürke, sárgásbarna, szürkésbarna.

A leírt két képződmény kora a rétegsorbeli helyzet és közzetani analógia alapján középsőliásznak valószínűsíthető.

E középsőliász rétegekre üledékfolytonosan mintegy 30 m vastagságban agyag, márga, mészkőrétegek váltakozásából álló, ritkán homoklisztes és homoklisztes-finomcsillámos márgarétegeket is tartalmazó sorozat települ. Jellemzőek a szürke színárnyalatok. Gyakori a finomsávozottság. Iszapmozgásra utaló, szabálytalanul sávozott rétegek is előfordulnak.

E rétegsor alsó 7 m-es szakaszában uralkodóak a szürke, sötétszürke, szürkésbarna, szürkészöld agyag- és szürkészöld, zöldesszürke, szürke, gyakran finoman sávozott márgarétegek. Alárendeltebben szürke, finomlemez, agyagrétegek és világosszürke, zöldesszürke mészkőrétegek is találhatók.

Az agyag- és márgarétegek Mn-tartalma MnO -ban kifejezve 2,5—16,1% között változik.

Ezen agyag- és márgarétegek túlsúlyával jellemzett szakasz felett 24 m vastagságban márga- és mészkőrétegek válnak uralkodóakká. Leggyakoribbak a sötétszürke, szürkésfekete, szürke, zöldesszürke, gyakran finoman sávozott, ritkán homoklisztes márgarétegek. Gyakoriak a szürke, szürkészöld, zöldesszürke, világosszürke, tömött, finom- és aprószemcsés, ritkán törési felületén érdes, néha agyagréteggözös és szabálytalanul finoman sávozott mészkőrétegek. Alárendeltebbek a sötétszürke és szürke agyagrétegek.

E két szakaszra bontott agyagos—márgás, mészköves rétegcsoporthoz a rétegsorbeli helyzet és kőzettani analógiák alapján a toarci emeletre becsülhető.

A felsőliász kori rétegcsoporthoz felett, márgarétegeket már csak alárendelten tartalmazó, gyengén tűzkőgumós — egyes rétegekben makroszkóposan is felismerhetően — posidoniás-paleotrixes mészkő települ. Színe világosszürke, világos zöldesszürke, vörösszürke, világosvörös, barnászvörös, néha egyenetlenül színezett. Szövege finom és aprószemcsés, néhány rétegben közép- és nagyszemcsés. Egyes rétegek finoman sávozottak, néha agyagréteggözösek, vagy többé-kevésbé gumósak. A tűzkőgumók színe szürkésbarna vagy barnászvörös. A rétegcsoporthoz a Bakony más pontjairól ismert dogger posidoniás rétegcsoporthoz azonosítható.

A Ba 266. jelű fúrásban harántolt, lebegtetve szállított terrigén anyagban gazdag rétegsor igazolja, a Bakony hegységben elvégzett üledékföldtani vizsgálatok alapján, a Vértes hegység és a Bakony érintkezésére valószínűsített, az eplényi és úrkúti mangánérces területekkel analóg ösföldrajzi helyzetet.

A Ba 266. jelű fúrástól Ny-i irányban mintegy 2,5 km-re mélyített Ba 224. jelű kutatófúrás júra rétegsora sok tekintetben a bakonycsérnyei Tűzkövesárok rétegsorához hasonlít.

E kutatófúrásban harántolt legidősebb júra képződmény a szinemuri emelet magasabb részébe sorolható világosszürke, zöldes árnyalatú szürkésfehér, apró- és finomszemcsés, szürke, sötétszürke tűzkőgumókat tartalmazó mészkő.

E képződményre üledékfolytonosan világosvörös finom- és aprószemcsés, vékony agyagrétegeket és barnászvörös tűzkőlencsákat tartalmazó, helyenként gumós szerkezetű mészkő települ. Felette világosvörös, világos zöldesszürke, szürkésfehér, vörös és zöld agyagréteggözös mészkő található. E képződmények rétegsorbeli helyzetük és kőzettani analógia alapján a pliensbach-i emeletbe sorolhatók.

A toarci emeletet barnászvörös, fénytelen mészmárga és mészkő képviseli.

A doggert szürke, apró- és középszemcsés, a rétegfelületeken agyagos, gumós mészkő és sárgásszürke, szürke, finom- és aprószemcsés, helyenként zsírfényű, tűzkőgumós mészkő váltakozásából álló sorozat, valamint szürke, tömött, vékonyréteges, tűzkőgumós, posidoniás, paleotrixes mészkő építi fel.

B) ÜLEDÉKFÖLDTANI ÉS FÁCIESVISZONYOK

A Bakony hegység júra képződményeivel foglalkozó földtani irodalomban elszórtan, jóformán minden munkában található több-kevesebb üledékföldtani és fáciesadat. Rendszerbe foglalásukat a hegység néhány ismétlődően vizsgálat alá vont kisebb területrésszére való csoportosulásuk, a pontos helymegjelölés gyakori hiánya, s a különféle szerzők adatainak sokszor eltérő értéke és megfigyelési pontossága csak igen nagy általánossággal engedte meg. Az e témakört egy-két adat révén érintő munkák felsorolása nélkül, csupán a fácies-, illetve üledékföldtani viszonyokkal közelebbről foglalkozó munkák eredményeinek — mint előzménynek — vázolására szorítkozom.

Az egyes júra képződmények heteropikus fáciesviszonyát először TAEGER H. valószínűsíti (1912). TELEGDY-ROTH K. (1935) és IFJ. NOSZKY J. (1945) szerint a bakonyi júra profilok változékonysága olyan nagy, hogy két egyforma szelvény alig található. IFJ. NOSZKY J. emellett néhány üledékhézagos szelvényt is megjelöl (1943, 1953, 1961).

A júra képződményekre vonatkozó első üledékföldtani jellegű munkát VADÁSZ E. tette közzé (1911, 1913). A középhegységi júra képződmények akkor még csak néhány ponton vizsgált települési viszonyait, a Bakony több helyén feltételezett hézagosságot, a talált faunaelemeket, illetve azok fáciesjelző szerepét felhasználva, a júra üledékek keletkezését nagyrészt sekélytengeri, az agyagos, gumós, ammoniteszes és radioláriás képződményeket az abisszikus mélységet el nem érő, de mélytengeri környezetbe utalta. A Tata, Gerecse, Pilis néhány pontján ténylegesen megfigyelt hézagosságot és a júra képződmények elterjedési területét alapul véve, a júra tenger partvonalát Herend magasságában, a középhegység csapásával párhuzamosan vonta meg. A közeli szárazföld ellenére terrigénanyagban szegény üledékképződést a meredek dolomitos — mészköves partokra és a nagyobb folyók hiányára vezette vissza. A típusosan litorális üledékek hiányát ugyancsak e feltételezett meredek partokkal magyarázza.

Kis területre vonatkozó, de részletező jellegű fácies- és bionómiai vizsgálatokat KOVÁCS L. végzett (1936, 1949, 1951, 1956, 1963, 1965). A Kávás-hegy—Lókúti domb júra képződményeinek vizsgálata során felismerte a heteropikus fáciesváltozás tényét, de a kis távolságon belüli fáciesváltozásokat utólagos horizontális elmozdulásokkal magyarázta. A fácies- és bionómiai viszonyok vertikális változásának elemzésére alapozva vázolta az üledékgyűjtő mélységi változásának tendenciáit. Megítélése szerint: "... a bakonyi júra üledéksor egységes tengermedencében végbement tengeri üledékképződés eredménye, amelyet a júraidőszak folyamán átmeneti szárazulattá válás sehol sem szakított meg". Munkája során észlelt hirtelen vertikális fáciesváltozásokat tengeráramlások hatására kialakult kisebb üledékszünetekre vezette vissza.

A bakonycsernyei Tűzkövesárok júra rétegsorának korszerű, a fácieskérdések megítélésénél is figyelembe veendő őslénytani vizsgálatával GÉCZY B. (1961) gazdagította a Bakony jurájára vonatkozó földtani irodalmat. A vertikális fáciesváltozások vizsgálatára alapozva, az egyes képződmények feltételezett mélységi viszonyainak megjelölésével az üledékgyűjtő mélységi változásának tendenciáit rajzolta meg. Az Ammonites-vázak megtartási állapotát vizsgálva, a megfigyelhető oldódásos jelenségeket mélyvízi képződési

körülményekkel magyarázva, a mediterrán júra üledékhézagosságát a tenger mélyülésével együttjáró kioldódásra vezette vissza.

A felsorolt vizsgálati eredmények és hipotézisek áttekintése meggyőzően jelzi, hogy bár több, a fáciesviszonyokra vonatkozó elképzelés ismert, a bakonyi júra képződmények részletes területi vizsgálatára alapozott fácieskép az irodalomban nem található.

Vizsgálataink megkezdésekor már első lépésben igazolódott TELEGDY-ROTH K.-nak és tanítványának IFJ. NOSZKY J.-nek makroszkópos megfigyelésekre alapozott megállapítása, mely szerint a júra profilok változékonysága olyan nagy, hogy a Bakonyban alig található két azonos júra szelvény. E tény kizárja annak lehetőségét, hogy egy szelvény részletes vizsgálatával több érdemi, az üledékgyűjtő egészére vonatkoztatható adathoz jussunk, mint a korábban egy-egy szelvény mentén elvégzett, részletező vizsgálatok során KOVÁCS L. (1955, 1956, 1963, 1965a, b) és GÉCZY B. (1961).

A hegység egész területét átfogó vizsgálatot indokolta az a tény is, hogy az irodalmi adatok korábbi kritikai összesítésének eredményei egyidejűleg több hipotézis felvetését tették lehetővé, jelezve a bakonyi, ill. középhegységi júrára vonatkozó üledékföldtani, ősföldrajzi ismereteink hézagosságát.

Vizsgálatainknak e téren szükségzerűen a legfontosabb s az irodalomban is ellentmondásos kérdésekre kellett irányulnia. Ilyen probléma a júra rétegsor főbb jellegeinek állandósága mellett észlelhető fáciesváltozékonyság. A fáciesgazdagság és a nyílttengeri jelleg bizonyos fokú összeférhetetlensége. A bakonyi júra egész hegységre vonatkoztatott teljességével egyidejűleg hangoztatott hézagosság. A mangánérctelepek karbonátos kőzetanyagú szigetekkel tarkított nyílttengerben elképzelt keletkezési elmélete, a vonatkozó világirodalmi ismeretek ezzel nehezen egyeztethető volta.

Vizsgálatainkat az egységes kifejlődésű területrészek jellemző szelvényein végeztük. Az egyes szelvényekben végzett fáciesvizsgálatoknál és a szelvények összehasonlításánál figyelembe kellett venni, hogy a liász képződményekben uralkodó Echinodermata (Crinoidea) és szivacsmaradványokra az aktualizmus elve életmódváltozás miatt, nem alkalmazható minden fenntartás nélkül. Az ugyancsak fenéklakó Brachiopodák és Foraminiferák többségükben csak általában jeleznek sekélyvízi környezetet. Az Ammoniteszek fáciesjelző szerepének megítélése jelenleg még nem egyértelmű. Ezért az egyes képződmények keletkezési viszonyainak megítélésénél, a környezettel való függőleges és vízszintes összefüggések vizsgálatára az eddig szokásosnál fokozottabb gondot fordítottunk. A települési viszonyok alapos vizsgálata mellett, különösen a kőzetek mikroszkópos jellegeinek vékonycsiszolatú vizsgálata bizonyult eredményesnek. E vizsgálati módszer segítségével, a mikroméretű fáciesbélyegek vizsgálata mellett, sokszor a kőzetjellegeket lényegesen befolyásoló dia- és epigén folyamatok hatása is megítélhető.

A mikroszkóppal végzett vizsgálatoknál a mikrofauna minősége, a fenéklakó alakok jellege és a lebegő alakokhoz viszonyított becsült aránya mellett, az üledékképződés módjára utaló alaki jellegek felismerésére, esetenként a „korai diagenézis” előbbiekkel összefüggő jeleinek megfigyelésére, tehát a keletkezési viszonyokra utaló alaki, szöveti jellegek és a faunaegyüttes figyelembe vételére törekedtem.

I. A kőzetek mikroszkópos jellegei

A júra kőzetek keletkezési viszonyainak részleteire utaló alaki, szöveti, szerkezeti jellegeknek területünkön a következő fő típusai figyelhetők meg: az általában szabad szemmel is észlelhető oolitos, a makroszkóposan ritkán szembetűnő pseudoolitos és területileg általában az első kettőhöz kapcsolódó, csak mikroszkóppal észlelhető, általam „mésziszaprögös”-nek nevezett szövet.

A karbonátos, oolitos képződmények a földtani irodalom és a modern tengertani megfigyelések szerint a vízfelszínhez közel, a tenger mozgatótt övében keletkeznek, kalciumhidrokarbonáttal túltelített közegben. Az e képződményekkel foglalkozó bő irodalom az oolitos kőzetek, ezen belül az ooidok alaki sajátosságainak részletes ismertetését e helyen szükségtelenné teszi. Ezért csupán a keletkezési viszonyok, ill. a fácies megítélésére alkalmas jellegeiket ismertetem.

Ooidnak a kristályosodási maggal rendelkező, többé-kevésbé koncentrikus, héjas felépítésű, a keletkezési ideje alatt, ha időszakosan is, de lebegtetve tartott formát tekintjük. Az általam vizsgált oolitos kőzetekben az ooidok magja általában mikroszemcsés karbonátanyagú rögöcske, az egykori, megszilárdulóban levő mésziszap vízmozgás által felszakított s időszakosan lebegve tartott darabkája, ritkábban valamilyen ősmaradvány igen apró héjtöredéke. Az ooidszemcsék az egykori — ma már általában átkristályosodott — mésziszapba ágyazódtak be. Az oolítképződés optimumát jelző, szinte megszilárdult grízre emlékeztető kőzettípusokban egy rétegen belül az ooidszemcsék mérete közelítőleg azonos. A bakonyi oolitokban ősmaradványtöredékek igen gyéren találhatók.

Pseudoolitosnak akkor tekintjük a kőzetet, ha többé-kevésbé gömbded, általában maggal rendelkező, ritkábban magnélküli, nem koncentrikusan héjas felépítésű szemcséket tartalmaz. A pseudoooidok magját a vizsgált képződményekben általában kalciumkarbonát anyagú ősmaradványtöredék alkotja. Alakjukat az esetek többségében a magként jelentkező töredékek alakja — ritkábban kisebb töredékegyüttes — határozza meg. A pseudoolitok anyaga mikroszemcsés kalciumkarbonát. Szemcseméretük, ha nem is tág határok között, de változó. Keletkezésük a viszonylag gyors megszilárdulásra hajlamos karbonátiszapnak erősen mozgatótt víztömeg által történt felkavarásával magyarázható. A pseudoooid tehát az egykori fellazított karbonátiszapnak általában az a része, melyben egy-egy ősmaradványtöredék, ritkábban apró ősmaradvány viszonylag nagyobb szilárdságot biztosított.

Vizsgálati területünkön az oolitos és pseudoolitos kőzetek átmeneti típusai is ismertek. Ezekben az ooidok magja szintén mésziszaprögöcske vagy kisebb ősmaradványtöredék. A magot tartalmazó pseudoooidok mérete az ooidokénál gyakran nagyobb.

A típusosan oolitos vagy pseudoolitos kőzetrétegek között és a fölöttük levő krinoideás és krinoideás—szivacstűs képződményekben is gyakran észlelhetők az ooidok magját alkotó vagy apró magnélküli pseudoooidokra emlékeztető „mésziszaprögöcskék”. A jellegzetesen oolitos vagy pseudoolitos képződmények fölött a mésziszaprögöcskés szövet, a rögöcskék erős felszaporodásával, a szemcsék körvonalainak elmosódásával egynemű mikroszemcsés szövet-típusba megy át.

A pseudoooidok és mésziszaprógöcskék az átkristályosodásnak gyakran jobban ellenállnak, mint a mikroszemcsés alap- vagy kötőanyag. Az ooidok, pseudoooidok erősen átkristályosodott kőzetben gyakran kristályosodási gócként szerepelnek. A mésziszaprógöcskék sokszor mintegy úsznak a kristályossá vált alapanyagban.

Az oolitos—pseudoolitos és pseudoolitos kőzetekben esetenként tengeri sünök koprolit testecskéi is megtalálhatók. E koprolitok az általunk vizsgált képződmények vékonycsiszolataiban általában megkülönböztethetők voltak a vízmozgás hatására keletkezett pseudoooidoktól.

Feltételesem a pseudoooidok kategóriájába kell sorolnunk a területünkön a raet—liász határ közelében, ill. az úgynevezett dachsteini liász alsó részén található oolitos—pseudoolitos képződményekben gyakori, korábban „makro—ooidnak”, esetenként algának tartott alakulatokat is. Ezek mérete a típusos ooidokénál, pseudoooidokénál nagyobb, a 10—15 mm-t is elérheti. Szerkezetük szabálytalanul, egyenetlenül héjas. Gyakran megfigyelhető bennük egy-egy közel központosan elhelyezkedő nagyobbacska ősmaradványtöredék.

Gyakran utalnak a keletkezési viszonyokra az üledékhézaggal települő képződmények rétegsoraiban megfigyelhető szöveti, szerkezeti jellegek. Ezek ott válnak feltűnővé, ahol a fiatalabb júra rétegek a fekvő kőzet repedés-, hasadékhálózatát is kitöltik. Itt gyakori a fiatalabb üledék anyagába ágyazott idősebb júra és felsőtriász kőzetek szögletes, ritkábban gyengén koptatott törmeléke, előfordul az autigén breccsásság is. Ritkábban az iszapmozgásos jelenségek is felismerhetők. Fontosak a különböző korú kőzetgeneráció elkülönítését is lehetővé tevő, a fiatalabb júra képződmények anyagával kitöltött repedések. A kor szerinti szétkülönítést elsősorban az segíti elő, hogy az üledékhézaggal települő fiatalabb képződmény tartalmazza az ugyancsak hézaggal települt idősebb kőzetek anyagát is. Figyelemre méltó jelenség, hogy a fiatalabb júra anyaggal kitöltött repedések az idősebb kőzet kristályos, rostos kalcittal merőlegesen kitöltött repedéseit, hasadékait is metszik. A rátelepülési helyzetben levő képződmények alaprétege helyenként apró vasoxidszemcséket és fényes vasas kéreggel bevont, apró, koptatott kőzetdarabkákat is tartalmaz.

II. A júra képződmények hézagossága

A Bakony hegység júra képződményeinek hézagosságára vonatkozó gondolatot TAEGER H. veti fel (1911, 1912) a korabeli vitákra alkalmat adóan, az egyes júra szelvények, kifejlődési területek képződményeinek települési helyzetét félreismerve. Hasonló, a júra képződmények hézagosságának lehetőségével foglalkozó gondolatort találni IFJ. LÓCZY L.-nál, de TAEGER-nél lényegesen kevesebb helyi anyagismeretre alapozva.

Az első, ténylegesen üledékhézagra utaló adat VADÁSZ E.-től származik. A Déli-Bakony területéről az idősebb kőzetek törmelékanyagát is tartalmazó titon (valószínűleg kimmeridgeivel induló képződménysor) mészkövet említ (1911, 1913).

Az előzőknél több és megbízhatóbb, a hézagos rétegsorok Bakony hegységi jelenlétére utaló adat található IFJ. NOSZKY J. munkájában (1943, 1953, 1961). Somhegy-pusztai környéken és a Hajag hegycsoportban kimmeridgei rétegsornak dachsteini liászra, ill. felsőszinemuri mészkőre való települését

figyelte meg. Gyenespusztánál a „bajóci” mészkő dachsteini típusú liászra való szögdiszkordáns rátelepülését említi.

A bakonyi júraban megfigyelt „üledékhézagok” keletkezésének elsősorban irodalmi analógiákra, feltevésekre alapozott magyarázatával IFJ. NOSZKY J. és VADÁSZ E. munkáiban találkozunk. IFJ. NOSZKY J. a „rétegtani hézagokkal” kapcsolatban — bár zárójelbe tett és megkérdőjelezett módon — a szárazrajutás s ezzel kapcsolatban a „bakonyi szigettenger” gondolatát veti fel. A mangánérc-keletkezéssel kapcsolatban pedig az üledékgyűjtő „mangánérc-keletkezésre alkalmasabb”, mélyebb részei között helyet foglaló víz alatti hátak törmelékkel borított lejtőit említi lehetséges magyarázatként.

VADÁSZ E. 1913-ban a júra képződmények — üledékföldtani igazolás nélkül, a középhegység D-i peremének monoklinális jellegével is magyarázható — elterjedési vonalára és a már említett „transzgressziós titon” képződményekre alapozva felveti a középhegység területén belüli partvonal lehetőségének gondolatát (1911, 1913). A mangánérc-keletkezéssel foglalkozó munkáiban a mangánérctelepekkel kapcsolatban megfigyelt hézagosságot azonban már hidegvízű áramlásokkal összefüggő tenger alatti üledékgátlással, visszaoldással, elsodrással magyarázza. GÉCZY B. (1961) a „Cserneyi Tűzköves-árok” viszonylag kis vastagságú felsőliász—dogger rétegeit „kondenzált” képződményeknek tekinti és keletkezési helyét — elsősorban őslénytani megfontolások alapján — mélyebbvízi környezetben jelöli meg. Szóbeli közlése szerint azonban e rétegcsoporton belül az egyes alakkörök, ill. alakcsoportok fejlődési sorokat alkotnak. Meghatározott Ammonita-társulásokkal jellemezhető szintek kimaradása csak elvétve figyelhető meg. Ezek általában csupán csekély vastagságban jelennek meg. E rétegsor általunk is elvégzett átnézetes vizsgálata alapján kisebb, esetleg faunisztikailag kimutatható, üledékhiány a GÉCZY B. által részletes korszerű vizsgálatnak alávetett felsőliász—dogger sorozat és a fekvő felsőpliensbachi (doméri) rétegcsoport diszkontinuitással jellemzett határán várható.

KOVÁCS L. a Káváshegy—Lókúti-domb júra szelvényének bionómiai és mélységi viszonyait elemző munkájában (1956, 1963, 1965a, 1965b) ugyan-csak kisebb mérvű — HEIM A. értelmezésében vett (1924) — üledékkimaradás lehetőségét veti fel. Álláspontjának alapja az a DEECKE W. által felvetett elképzelés, hogy az Ammoniták gyors térbeli elterjedésének fő tényezői a tengeráramlások és transzgressziók lehettek. Következésképpen, ha valamely rétegsorban, a fekvőben levő üledék faunájával semmiféle kapcsolatot nem mutató Ammonites fauna hirtelen jelenik meg, s a biofácies hirtelen megváltozása a litofácies hirtelen megváltozásával jár együtt, véleménye szerint jogosult üledékelsodrás, esetleg visszaoldás révén üledékhiányt is okozó áramlás hatásának feltételezése. Ha ellenben a rétegsor mélyebb és magasabb tagjait egyaránt Ammonites fauna jellemzi és azok egymással való kapcsolata megállapítható, a litofácies azonos, vagy folyamatosan változik, az üledéksor folyamatosnak tekinthető. Az említett terület liász, dogger, malm ammoniteszes rétegeit, köztük az általa adneti fáciesű vörös gumós cephalopodás, ill. tarka cephalopodás fáciesűnek minősített felsőpliensbachi (doméri) rétegeket is — PIA J. és SCHMIDT H. felfogására alapozva — az egykori partoktól távolabb fekvő medencerészben képződött neritikus lerakódásnak tekinti. A tengeráramlások keletkezését pedig az állandó szélirányok változásával hozza kapcsolatba.

E fenti álláspontjával egyidejűleg, egyes ammoniteszes rétegek viszony-

lag kis távolságon belüli „faunamentességét”, kiemelkedését heteropikus fácies-viszonnyal, ill. a mélységi és áramlási viszonyok állandósága ellenére sem egyöntetű bionómiai adottságokkal magyarázza.

A bakonyi, ill. középhegységi, hézagos településű rétegsorokhoz hasonlóak a mediterrán júra övezetben több helyen ismertek. E rétegtani hézagok létrejöttét többféle folyamatosoport eredményezheti.

Karbonátos képződménysorokban is keletkezhetnek üledékhézagok regresszív szárazrakerülés és ismételt elborítottatás révén. Ez esetben általában, de nem feltétlenül a szárazrakerülést jellegzetes parti fáciesű képződmények, a transzgresszív sorozat alján megtalálható klasztikus elemek, alapkonglomerátumok, megfűrt görgetegek stb. is jelzik. Kisebb-nagyobb területek szárazrajutása, ill. vízfelszínhez közel kerülése zátonyképződés kapcsán is adódhat. Ilyen magyarázattal találkozhatunk például GEYER-nél (1886a, b, 1893), aki az Északi-Alpok liász „hierlatzi” mészkővének üledékképződési szintjét olyan sziklás zátonyzónának képzelte el, ahol egyes tömegek szigetszerűen kiemelkedhettek, más „szirtek” pedig alig érték el, ill. csak megközelítették a tenger szintjét.

Szárazrakerülés nélkül keletkezett rétegtani hézagokat a hazai viszonylatban VADÁSZ E. által is felvetett üledéklerakódást gátló folyamatok, az üledéklerakódás és visszaoldás közötti egyensúlyt mint határjelenséget jelző üledékszűnet, visszaoldás és áramlás által történő üledékelsodrás is eredményezhetnek. A problémának, különösen az ammoniteszes rétegek néhány típusában megfigyelhető „rétegtani kondenzáció” problémájának, kiterjedt irodalma van. A témára vonatkozó korábbi ismeretek legjobb összefoglalását, néhány adattal való kiegészítését, több értékes megállapítás felvetésével AUBOUIN végezte el (1965). A mediterrán régió vörös gumós ammoniteszes rétegeinek legáltalánosabb üledékföldtani jellegeit, térbeli és időbeli megjelenését vizsgálva, a korábbi szerzők által különféle névvel illetett, többnyire vörös gumós ammoniteszes rétegeket „ammonitico rosso” név alatt egy genetikai egységként fogta össze. Véleménye szerint e képződmény a neritikustól a pelágikus környezetbe való átmenetet jelzi. Keletkezésük az alpi területeken tenger alatti hátságokon, azok peremén és lejtőjén történt, törmelékes terri-gén anyagban szegény környezetben. E képződmény jellegei, a megfigyelhető üledékhézagok lelassult üledékképződésre, üledékszűnetre, visszaoldásra vezethetők vissza.

„Ammonitico rosso” jellegű (korábban adneti vagy tarka cephalopodás fáciesűnek leírt) képződmények a középhegységi júrában is megtalálhatók. Ammoniteszes rétegeink egy részének keletkezése, az ezekhez kapcsolódó üledékhézagok létrejötte a fentiekkel megmagyarázható. A középhegységből megismert júra időszaki üledékhézagok nagyobb részének keletkezése azonban nem értelmezhető ily módon.

A vizsgált hézagos rétegsorok jellegei és folyamatos rétegsorokkal való kapcsolatuk

a) Az üledékhézagos településű képződmények leggyakoribb típusánál a fekvő felszíne általában egyenetlen, esetenként szabálytalanul „gödrös”. A felületi egyenetlenségek egyirányú megnyúltsága csak ritkán figyelhető meg.

Méretük általában méteres, ritkábban több méteres nagyságrendű, de

megfigyelhetők fúrószervezetek nyomaira emlékeztető kisméretű felületi egyenetlenségek is.

A rátelepülő kőzetanyag a felületi egyenetlenségeket kitöltve, fekvőjével megegyezően dől. (A két képződmény határfelülete alatt és fölött mért dőlés-értékek eltérései a mérési hibahatáron belül maradnak.)

A felületi egyenetlenségek között mélyrenyúló, több 10 m mélységre is lehatoló, a rátelepülő képződmény anyagával kitöltött hasadékok, repedések is észlelhetők.

A két kőzet közvetlen határfelülete az esetek egy részében — leggyakrabban a hasadékkitöltések esetében — éles. Ahol a fekvő kőzet „gödörös” egyenetlenségekkel jellemzett, az érintkezési felületen gyakran cm vastagságot elérő kalcitkéreg mutatkozik. A rátelepülő rétegsor alsó részén gyakori a közvetlen fekvő szögletes törmelékéből alakult breccsa. Ritkán gyengén kopottatott mészkőkavicsokból álló konglomerátum is előfordul.

A konglomerátumban a közvetlen fekünyagon kívül a kissé tágabb környezet idősebb júra kőzeteinek törmelékanyaga is megtalálható.

Ismétlődő üledékhézagok esetében, a fiatalabb rátelepülés anyagában, az idősebb, szintén hézaggal települő kőzet vagy kőzetek, idegen törmelékanyagot már tartalmazó alaprétegének törmeléke is szerepelhet. Ehhez hasonló jelenség a mélyrenyúló hasadékokban is gyakran megfigyelhető. Ezek egyrészt jól jelzik a hasadékok többször is ismétlődő felnyílását, másrészt megkönnyítik az általános kőzettani jellegeikben egymáshoz sokszor hasonló, de különböző korú kőzetek elkülönítését.

A hasadékok, repedések keletkezését általában üledékképződési szünet előzi meg. A kardosréti üledékhézagos rétegsorú területen például az ujjnyi vastag, fehér kalciterek tartalmazó felsőszinemuri mészkő faunát nem tartalmazó, tiszta rostos kalcitanyaggal kitöltött repedéseit is metszik a kalciterek már nem tartalmazó fiatalabb, színben és általános kőzetjellegekben is eltérő fiatalabb júra kőzetanyaggal kitöltött hasadékok. A legidősebb hasadékok a felsőszinemuri üledékek lerakódása előtt keletkeztek. Új hasadékok a későbbi üledékképződési szünetek után újra induló üledékfelhalmozódás előtt vagy azzal kapcsolatban is képződtek. A hasadékok, repedések felnyílása a már megindult üledékképződés során is folytatódott, amint azt elsősorban a mangánércutatás kapcsán viszonylag nagyobb mennyiségben rendelkezésre álló Eplény környéki fúrások adatai igazolják. Több helyen előfordulnak az azonos rátelepülési szakaszhoz tartozó kőzeteknek litológiai heterogén jelleget kölcsönző iszapmozgásos jelenségek, s az e jelenséggel együttjáró saját anyagú breccsásodás. A mélyrenyúló hasadékokkal jellemzett üledékhézagos területrészekben a megszilárdulóban levő iszap mozgására utaló jelek a hasadékoktól függetlenül települő kőzetanyagban is megfigyelhetők.

Az üledékhézagos településű képződmények alsó részén gyakori a vas-mangán-oxidos színeződés, átitatódás. Egyes területeken, különösen Eplény környékén e jelenség megfigyelhető a hasadékkitöltések kőzetein is.

Az üledékképződési szünet után települő képződmények alsó rétegei esetenként fauna nélküli, ill. csak finom, közelebből nem meghatározható ősmaradványtöredékeket tartalmazó mészkövek. Az ilyen kőzetek elsősorban a hasadékkitöltésekben gyakoriak. Az esetek többségében az üledékképződési szünet után települő képződmények legalsó rétegei is tartalmaznak ősmaradványokat. Az erősen breccsás rétegekben gyakran csak váztöredékek és mikromaradványok találhatók. A közvetlen rátelepülési helyzetben levő alsó- és

középsőliász rétegek esetében a hierlatz fáciesű és brachiopodás, valamint pseudoolitos mészsziprögös képződmények, a felsőliásztól kezdve az Ammonites-faunát is tartalmazó képződmények viszonylagos gyakorisága nagyobb. E képződményekben az ősmaradványok jelentős része gyakran töredékesen beágyazott. A tört állapotban történt beágyazódás ellenére viszonylag gyakoriak a vas-mangán-oxidos kéreggel bevont héjas példányok. A fenti jellemzőkkel rendelkező üledékhézagos kifejlődésű szelvények általában sávszerűen jelennek meg.

E kifejlődési típust és a folyamatos rétegsorokkal való kapcsolatát Lókút — Eplény — Olaszfalu környékén vizsgáltuk részletesebben.

E terület középső részét elfoglaló Káváshegy, Lókúti-domb és Középhát júra rétegsorait DNy-ról a Papod—Mohoskő É-i lejtőjén NyÉNy—KDK irányban húzódó, ÉK-ról az eperkéshegy — eplényi mangánércbánya K-i pereme által kijelölt, nagyjából ÉÉNy—DDK irányú sávban észlelhető üledékhézagos rétegsorok szegélyezik (I. melléklet). A két többszörösen üledékhézagos kifejlődésű sávtól a folyamatos rétegsorú területrészt közepe felé haladva folyamatosabb (Kericser, Eperkéshegy Ny-i előtere), majd gyakorlatilag üledék-folytonos (Középhát, Lókúti-domb, Káváshegy) rétegsorok találhatók. A különböző kőzetkifejlődések, fáciesek elterjedése — különösen az alsó- és középsőliászban jól megfigyelhetően — nagyjából a két, többszörösen üledékhézagos területrésszel párhuzamos.

A képződmények fáciesjellegeit, vertikális és oldalirányú kapcsolatait vizsgálva általános tendenciaként megállapítható, hogy a folyamatos rétegsorú területrészt közepe felé haladva azonos szintben is, egyre mélyebb vízi képződmények találhatók. A mélyülés az alsó—középsőliászban a neritikus régió alsó szakaszáig jutott el. E tendenciát jelző képződményeink a következő sorrendben váltják egymást: „Hierlatz fáciesű” mészkő, krinoideás mészkő, krinoideás—kovaszivacstűs mészkő, kovaszivacstűs—krinoideás mészkő, melyben kiemelkedő rétegek formájában vörös ammoniteszes mészkő, AUBOUIN értelmezésében vett „Ammonitico rosso” is található. A folyamatos kifejlődésű szelvényekben képződményeink vertikális sorrendje a horizontális sorrenddel egyező, azzal a különbséggel, hogy típusosan kifejlődött „hierlatz fáciesű” mészkő e szelvényekben nem található.

A felsőliász—dogger képződmények jellegei, mint azt számos korábbi szerző már megállapította, további mélyülést jeleznek. Az üledékgyűjtő legnagyobb mélységét a radiolarittal képviselt bath—kallovi emeletekben érte el. A malmot ismét kisebb mélységben keletkezett képződmények képviselik. A fácieskülönbségek, a fácieseloszlás alsó—középsőliászban észlelt tendenciája azonban mindvégig megmaradt.

A vázolt üledékképződési tendenciákat csupán a középső—felsőliász határán, ill. a toarci emelet alján elhelyezkedő mangánérces rétegsorozat nem követi. Kiemelkedési vonala a közvetlen fekvő és fedő képződmények által kijelölhető fácieshatárokat metszi, ill. az eltérő mélységi viszonyok között keletkezett képződményeket egyaránt fedheti.

A Papod—Mohoskő és Eperkéshegy—Eplény vonalában található, üledékképződési szünetekkel és mélyrenyúló liász hasadékköltésekkel jellemzett kifejlődés K felé való folytatódását az olaszfalui Somhegyen, ill. annak környezetében mélyült fúrások tárták fel. Ez — mint az előbb említett két terület-rész is — a triász, ill. a raeti—liász dachsteini jellegű mészkővonulatokhoz kapcsolódik.

b) Az üledékhézagos rétegsorok eddig ismertetett megjelenési módjától eltérően néhány helyen paenakkordáns település is megfigyelhető (II. melléklet 6/c, 6/e1, 6/e2 pontja). Ez a településmód a többnyire nagyobb terület-részekre kiterjedően üledékhézagos kifejlődés esetében jellemző. Az ilyen kifejlődésű területen a középhegységi júra folyamatos rétegsorú szelvényeiben kimutatható mélységváltozási tendencia az üledékhézagosság ellenére is megállapítható.

c) Az Északi-Bakonyban olyan üledékhézagos szelvények is találhatók, melyek a fenti két típus között átmenetet látszanak képviselni. Ezek a nagyobb területen üledékhézagos, paenakkordánsan települő képződményekkel jellemzett kifejlődéshez kapcsolódnak. Ez utóbbiaktól távolodva szelvényeinkben egyre nagyobb időtartamú üledékhézagok észlelhetők. Jellemző, hogy az üledékhézaggal települő képződmény fekvője viszonylag tagolt. Az üledékhézaggal települő képződmény alsó részén gyakran rétegtanilag inhomogén breccsáság is tapasztalható. A mélyrenyúló hasadékköltések azonban általában hiányoznak. E kifejlődési típus példaként többek között Gyenespuszta és Tóbánypuszta környékének egy része említhető (II. melléklet 6/a, b).

A Gyenespuszta környéki szelvények az üledékhézagos településű képződmények között kis távolságon belül tapasztalható fáciesváltás esetét is példázzák. Itt a középsődoggernek eddig három eltérő kifejlődésű, dachsteini típusú liászra települő képződménye ismert: barnásvörös, finomszemcsés, alsó rétegeiben kicsiny kiékelődő posidonias lumasella közbetelepüléseket tartalmazó mészkő, melynek legalsó részén helyenként a dachsteini típusú liász szögletes törmelékéből alakult breccsa is található; vörös, barnásvörös „hierlatz fáciesű” mészkő; vörös, barnásvörös, helyenként vas—mangán-oxidos gumókat is tartalmazó ammoniteszes mészkő.

A sok tekintetben szerencsés helyzetű „Zirci-medencében”, ahol a Bakony hegységi mezozoos üledékgyűjtő területe máshol nem vizsgálható, legészekre eső kifejlődései is megtalálhatók, ugyancsak lehetővé vált a fácies-eloszlás törvényszerűségeinek vizsgálata. A Lókút—Eplény—Olaszfa környezében megismert fáciesekkel É-ra eső párja a Porva—Fenyőfő—Kardosrét környéki, üledékhézagokkal jellemzett és az ezekhez D-i irányban csatlakozó, folyamatosabb képződményekben ismerhető fel. A két terület között — a Zirc környéki, felszínen is megtalálható képződmények tanúsága szerint — folyamatos rétegsorok találhatók.

III. Diagenetikus jelenségek

a) Kőzeteink mikroszkópos jellegeinek leírásánál már ismertetett pszeudoolitok keletkezési körülményei az üledék jelentős részét képező mészszipa sajátosságaira is utalnak. Ugyanis a pszeudoolitok, melyek a megszilárdulóban levő mészszipa fellazítása révén keletkeztek, tulajdonképpen azért észlelhetők, mert a pszeudoolit és a beágyazó iszap között a lerakódás idején már kezdeti diagenetikus fokozatkülönbség volt.

b) Már több hazai és külföldi kutató megfigyelte, hogy a „rendes” körülmények között kovaváz Radiolariák — alakjuk hozzávetőleges megtartása mellett — bizonyos kőzetekben gyakran kalcitanyagú vázzal jelentkeznek.

A Bakony hegységi júra és a területileg ezekhez kapcsolódó alsókréta

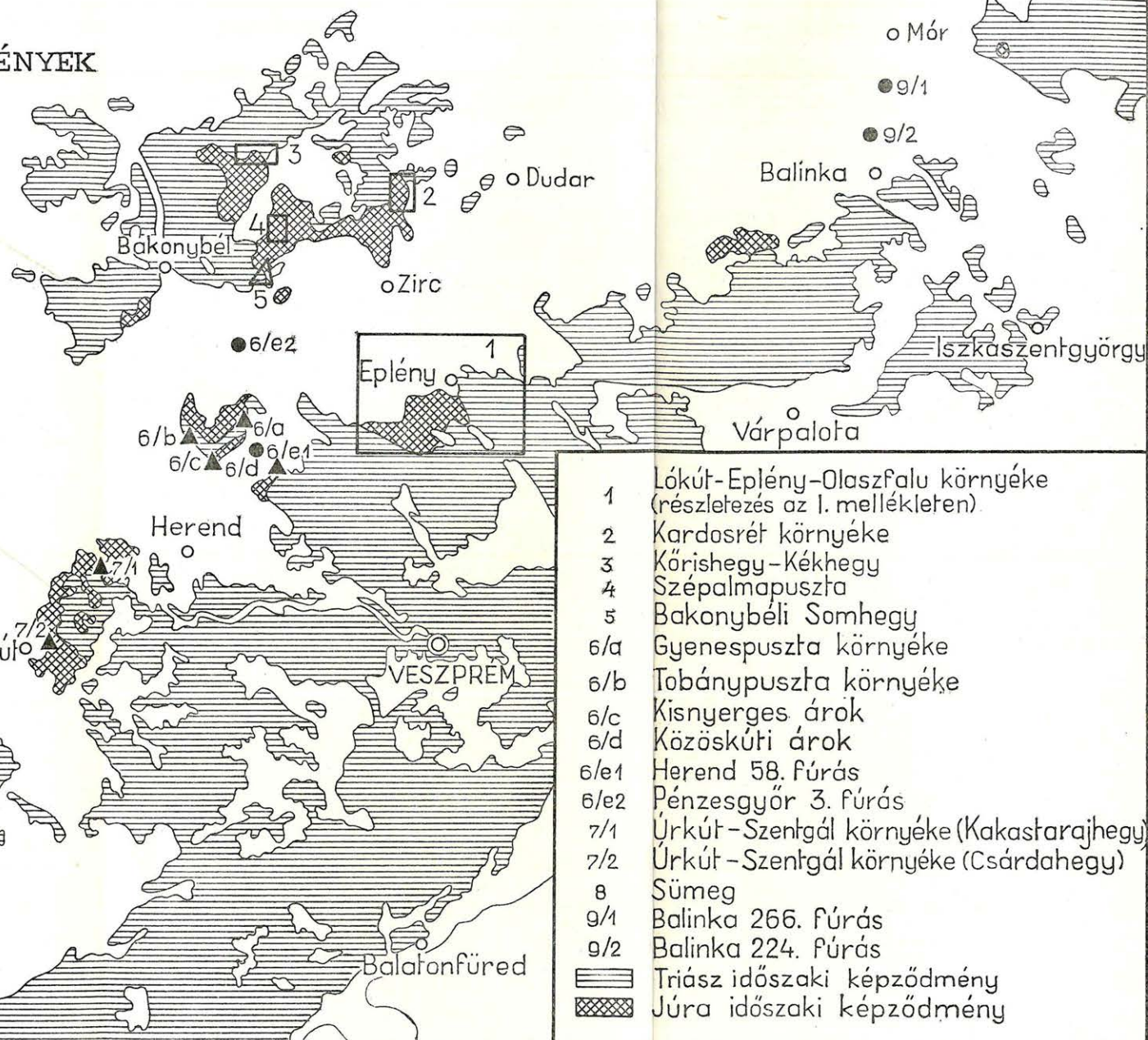
A RÉSZLETESEN VIZSGÁLT SZELVÉNYEK VÁZLATOS HELYSZINRAJZA

KONDA J. 1966.

LAGEPLAN DER AUSFÜHRLICH
UNTERSUCHTEN PROFILE

J. KONDA, 1966

0 3 6 9 12 15 km



képződményekben gyakoriak a kovavázak szervezetek maradványai. Ezek az alsó- és középsőliász képződményekben általában monaxon és tetraxon kovaszivacstűk, alárendelten Radiolariák. A középsőliásznál fiatalabb júra, valamint a mélyebb alsókréta képződményekben a „kovavázak” élőlények egykori jelenlétét általában a Radiolaria-vázak, a magasabb helyzetű alsókréta képződményekben — különösen a krinoideás tűzköves rétegsorokban — ismét a szivacstűk jelzik, a háttérbe szoruló Radiolariák mellett. E képződmények általában több-kevesebb tűzkőgumót, szabálytalan alakú tűzkőbetelepülést tartalmaznak.

A tűzkőgumós, tűzköves mészkövek keletkezését több kutató általában a kovavázak ősmaradványtartalommal hozza kapcsolatba. Kovács L. (1956) a Káváshegy—Lókúti-domb liász tűzköveinek keletkezését a kovaszivacsok erőteljes elszaporodásával magyarázza. Az ugyanazon a területen is megtalálható bath—kallóvi radiolarit keletkezésénél azonban kovasavra túltelített tengervizet, s a Radiolariák tömeges elszaporodása mellett, kémiai kovakiválást is feltételez.

A tengervízből történt közvetlen kovakiválás lehetőségeire utal VADÁSZ E. is (1952, 1953, 1960). A középhegységi júra összetettségének jellemzésénél alapvontként a nyílttengeri képződést a szárazföldi származású durva vagy finom törmelékanyag csaknem teljes, a vulkáni eredetű anyag teljes hiányát és a biogén elemekkel társult vegyi kicsapódású mészkőképződésből, valamint a kovakiválásból adódó vegyi üledékképződést emeli ki.

Geokémiai magyarázattal SZÁDECZKY-KARDOSS E.-nél találkozunk (1955), aki a tűzkőgumók keletkezését a szervesanyagtartalom okozta diagenetikus redoxpotenciál csökkenésre vezeti vissza. Véleménye szerint az elhalt élőlények anyagának lebomlása során keletkező ammónia az iszapot lúgossá teszi. Hatására a kovaanyag oldatba megy s az általános diagenetikus áramlásnak megfelelően az üledékfelszín felé vándorol, majd az ammónia oxidációja miatt az üledékfelszín közelében kiválik s a kőzetben mint kovagumó, kovalencse stb. jelentkezik. A kovagumóképző folyamat lejátszódását erősebben oxidált környezetben más módon megszűg hatására vezeti vissza. A kétféle keletkezésű tűzkő, megítélése szerint általában színben is különbözik. Az első esetben a tűzkövet a szervesanyag sötétre színezi, a második esetben ezek a ferrivas-tartalom miatt gyakran barnás színűek.

Kőzeteink vékonycsiszolatainak mikroszkóppal végzett vizsgálata során igen gyakran megfigyelhető volt a Radiolaria-vázak és kovaszivacstűk részleges, vagy teljes átkalcitosodása. A tűzkőgumókat, szabálytalan alakú tűzkőbetelepüléseket tartalmazó tűzköves mészkövek, illetve mészkőtartalmú tűzkövek esetében ugyanazon rétegeken belül is megfigyelhető, hogy a réteg tűzkőmentes részein a kovavázak ősmaradványok nagy része kalcitosodott. A tűzkőgumókban, tűzkőbetelepülésekben és a kovával átitatott részekben pedig mind a Radiolariák, mind a szivacstűk túlnyomó többsége kovaanyagú maradt. E helyeken az egykori mikroszemcsés mésziszap és a többnyire finom- és aprószemcséjű karbonátos ősmaradványtöredékek anyaga kovával helyettesítődött. A nagyobb, eredetileg szintén karbonátanyagú ősmaradvány vázrészek sokszor csak részben kovásodottak, illetve esetenként alakjukat, igen ritkán szerkezetük egy részét megtartva váltak a kovagumó részévé. A tűzköves mészkövekben is sokszor megfigyelhető tizedmilliméteres méretben és általában a tizedszázalékos mennyiségben található — a kovaanyagú vázmaradványoknál, különösen a szivacstűknél sokkal kisebb méretű — törmelék-

kes kvarcsezemeséken azonban oldódásos nyomok szinte alig akadnak. E képződményekben tehát hol a kovás szervezetek maradványainak kioldását, hol helyi kovásodást, és ezzel egyidejű karbonátoldódást eredményező folyamatok játszódtak le.

Találhatók olyan mikroszemcsés kőzetek, melyek e folyamatok nyomait csak igen csekély mértékben mutatják. Ezekben a karbonátos anyagú ősmaradványtöredékek, illetve aprócska ősmaradványok épek, oldódásos nyomokat nem jeleznek. A Radiolariák túlnyomó többségükben kovaanyagúak, de általában átkristályosodottak, alakjuk mellett szerkezetüket már csak igen ritkán őrizték meg. Itt a gumókban megmutatkozó tűzkőtartalom, a Radiolariák által képviselt, közel egyenletes eloszlású, esetenként a kőzet egészére nézve nagy kovatartalomhoz viszonyítva, általában nem jelentős.

A tűzkőgumós—tűzkőbetelepülések, ritkábban uralkodóan tűzköves képződmények intenzív — hol a kovavázaz ősmaradványok oldódását, hol kovakiválást és a karbonátos elegyrészek oldódását eredményező — az iszappon, illetve kőzetben belül közel egyensúlyt tartó folyamatokat jeleznek. Figyelemre méltó, hogy az ilyen jellegű középsőliász szivacstűs, krinoideás, tűzköves mészkövekből igen gyéren előkerülő Ammonita-maradványok általában igen rossz megtartásúak. Az erősebben tűzköves részekben alig megőrzött kőbelek. Egyes képződményekben az oldódásos folyamat egy irányban hatott. Találhatók olyan radiolariás mészkövek, ahol a nagyszámú Radiolaria-váz erős kalcitosodása ellenére sem, vagy csak igen gyéren történt tűzkőképződés. Ellenkező irányú, a kalcitos elegyrészek kioldását eredményező eltolódást a bath—kallovi radiolarit esetében lehet megfigyelni. E képződmény sokszor hirtelen igen csekély átmeneti szakasz közbeiktatásával fejlődik ki a leggyakrabban lemezes, tűzköves, posidoniás—paleotrixes mészkőből. Lókút környékén a két képződmény között hosszabb szakaszú átmenet is észlelhető (1., 2. sz. fúrás). Itt a lemezes, tűzköves, posidoniás—paleotrixes rétegsor felső szakaszán radiolarit rétegek települnek közbe. Ezután a meszes fekvőkőzettel ellentétesen, egyre szaporodó módon, a radiolarit válik uralkodóvá. A radiolarit-jelleg kialakulásával párhuzamosan a karbonátos vázú ősmaradványok egyre növekvő mérvű kioldódása, esetenként teljes eltűnése jár együtt.

E sajátos kőzettani jellegű kőzet ásványtani—geokémiai vizsgálatát BÁRDOSY GY.—KONDA J.—RAPPNÉ-SÍK S.—TOLNAY V.-val közösen végeztük (1965). E vizsgálatok a radiolarit két, illetve három típusát mutatták ki. 1. Az általában porózus változatok több-kevesebb, esetenként jelentős mennyiségű, krisztobalitet tartalmaznak. A krisztobalitet e képződményekben a Radiolariák amorf kovaanyagából keletkezett, s az amorftól a kvarcállapotig, illetve kalcedon—kvarcig eljutó kristályosodási sor egy fázisát jelzi. 2. A radiolarit másik változatát a porózus radiolaritban is megtalálható, de más kőzetekben is fellépő, kalcedon—kvarc anyagú, Radiolaria-tartalmú tűzkőváltozatok képviselik. 3. Végül az alkalmazott nomenklatúra szerint radiolaritnak tekinthetők azok a kőzetek, melyeknek Radiolaria, illetve Radiolariákkal képviselt kovatartalma az 50%-ot meghaladja, bár a Radiolariákat összefogó kőzetanyag karbonátos anyagú ősmaradványokat, illetve ősmaradványtöredékeket is tartalmazó mikroszemcsés mészkő.

E munkaközösségben végzett vizsgálatok során BÁRDOSY GY. — CORRENS és KRAUSKOPF kalciumkarbonátok és a szilíciumdioxid oldódási viszonyaira vonatkozó adatainak felhasználásával megállapította, hogy a természetes mésziszapokban fennálló — az elhalt élőlények anyagának bomlástermékeivel

jelentősen nem befolyásolt — koncentráció, ill. pH-viszonyok között a kalcium-karbonát és a kovásvav oldódása határjelenség (1965). Ilyen iszapokban a pH igen csekély mérvű változása is hol a kalciumkarbonát, hol a kovásvav oldódását eredményezi.

A krisztobalitos radiolaritban — eltérően egyéb, Radiolariákat tartalmazó kőzetektől — a Radiolariák viszonylag gyakran megőrzik finomszerkezetüket is. A kőzet krisztobalittartalma ezek egykor amorf anyagának átkrisztályosodásából származik.

A Radiolariák, illetve általában a „kovavázás szervezetei” a vázuk építéséhez szükséges kováanyagot a kovásvavval nem telített tengervízből is képesek kivonni, illetve vázukat (a külső vázasok is) kovásvav szegényebb környezetben is meg tudják a feloldódástól óvni. Elhalás után, ha a feltehetően bakteriális lebontása során e „szerves védelem” megszűnik, a Radiolariák amorf vázanyaga könnyen oldatba kerül. Ilyen, diagenézis során történt oldatba kerüléssel magyarázható a Radiolaria-vázak kioldódása, illetve a tűzkőgumók, általában pedig a tűzkőváltozatok keletkezéséhez szükséges kováanyag származása is. Az oldatba került kováanyag újrakiválása során az amorf Radiolaria-váznál már kevésbé oldható SiO_2 -módosulatot eredményezett.

A tűzkövek anyaga röntgendiffraktométeres vizsgálatok során kvarc, illetve kalcedon-kvarcnak bizonyult.

A csak körvonalait megőrzött Radiolariák anyaga a tűzkőével egyező, általában kalcedon-kvarc. Ezek keletkezése a vizsgált kőzetekben a kováanyag oldódására alkalmat adó környezetről tanúskodik, ahol létrejöttük helyi anyagátrendeződéssel magyarázható.

Az amorf, illetve krisztobalitos, jó megőrtasú Radiolaria-vázakat is tartalmazó radiolarit a diagenetikus folyamatok olyan egyirányú tendenciájára utal, mely a Radiolaria-vázakat legalább helyenként szinte teljesen megővta az oldódástól.

Vizsgálataink szerint tehát a Bakony hegységi júra tűzkövek diagenetikus folyamatok eredményei. (Kivételt, bár nem feltétlenül, az e munka keretében nem vizsgált, régebben főleg Eplényben bányásztak, korábban ásványtanilag már megvizsgált kovás mangánérciek jelenthetnek.) Keletkezésükhöz nem volt szükség az üledékfelszín felett elhelyezkedő tengervíz kovával való túltelítettségére. Kovaszivacsos tűzköves mészköveink tehát nem különleges kovafeldúsulású tengervíz, hanem csupán — a fácies és ösföldrajzi viszonyok megítélésénél figyelembe veendő — a szivacsok elszaporodásához kedvező biológiai környezetet, valamint sajátos diagenetikus folyamatokat jeleznek.

c) Az ammonitás üledékekben az esetek túlnyomó többségében kőbél-megőrtasú Ammoniták mellett egyes kőzetekben mangánoxiddal bevont, gyakran héjas megőrtasú példányok is találhatóak. A jelenség részletező vizsgálatával, magyarázatával hazai viszonylatban Kovács L. foglalkozott (1956, 1963, 1965a, b). Elmélete szerint a csendesvízi iszapos medencefenékre került Ammonita-tetem bomlása során keletkezett ammonia, ill. vizes közegben ammoniumhidroxid, a tengervíz oldott mangántartalmát $\text{Mn}(\text{OH})_2$ formában kicsapta, ami a vízben oldott oxigén hatására rögtön $\text{Mn}(\text{OH})_4$ -dá oxidálódott, s így a folyamat irreversibilissé vált. E helyi mangánkiválás az állattetem elbomlásáig, illetve az ammoniatermelés megszűnéséig tartott. Az $\text{Mn}(\text{OH})_4$ a ráakódó üledékek tömörítő hatására végbement diagenézis során MnO_2 -dá alakult.

A mangán-vasoxidos bekérgezésű ősmaradványokat, Ammoniteszeket,

csigákat, kagylókat, Echinodermata váztöredékeket tartalmazó mészkövek gyakran tartalmaznak mangán-vasoxidos gumókat, ritkábban a rétegződéssel közel párhuzamosan elhelyezkedő, lepényszerű formákat is. A nagyobbacska gumók esetenként jelentősebb mennyiségű karbonátanyagot is tartalmazó koncentrikus héjakból felépítettek. Néhány kőzetben nagyobb méretű a rétegződéssel közel párhuzamosan elhelyezkedő, felső felén leoldott Ammonites-vázak is találhatók. Ezek alsó, az egykori iszapfelszínbe nyomódott oldala gyakran bekérgezett, s a kéreg alatt jó megtartású.

E felsorolt jelenségeket a tűzkőképződés vizsgálata során megismert, s gyakran e kőzetekben is jelentkező folyamatokat, s a megkezdett egyébirányú geokémiai vizsgálatok már rendelkezésre álló, néhány adatát figyelembe véve, a mangánosodás létrejöttének magyarázata is lehetséges.

A geokémiai irodalom tanúsága szerint a mangán tengervízbeli átviteli százaléka és így a tengervíz mangántartalma igen kicsi. A lebegtetve szállított agyaghoz kötődve azonban viszonylag nagy mennyiségben juthat a tengerpartoktól távolabbi részekre is. Geokémiai vizsgálataink szerint mészköveink mangántartalma, több nyomelemmel együtt, elsősorban a kőzet agyagos frakcióihoz kötött. A mangánosodás így a már leülepedett iszap diszperz mangántartalmának, elsősorban korai diagenetikus hatásokra visszavezethető, mobilizálódásával és újrakiválásával magyarázható. E diagenetikus folyamatok, bár területünkön önmagukban nem eredményeztek ipari értékű mangán-ércfeldúsulást, a mangánérctelepes rétegcsoportok agyagrétegeiben elhelyezkedő kisebb-nagyobb mangánérgumók „gumós érc” keletkezésében is szerepet játszhattak.

C) A MANGÁNÉRCKELETKEZÉS KÉRDÉSE

Mangánércnyomokat 1874-ben BÖCKH J. (1874), a mangánosodás nyomait 1911-ben VADÁSZ E. (1911) említi először a „Déli Bakony” júra képződményeinek alapozó jellegű leírása során. Az említett munkákban bányászati lehetőségre való utalás nem található.

A mangánérctelepet 1917-ben Úrkúton köszénkutatók során tárták fel. A köszénkutató aknában talált mangánérctelep első földtani értékelésekor érdekes módon felvetődik, majd feledésbe merül a részletesen csak a kutatás jóval későbbi szakaszán igazolt júra időszaki keletkezés gondolata (PANTÓ D. 1928; SCHAFARZIK F. 1918).

A véletlenül megtalált mangánérctelep ösztönzőleg hatott a kutatásra. A Csárdahegy területén, ahol a felszínen oxidos mangánértörmelék volt található, kutató-feltáró munka, majd bányászat indult. Ettől az időtől kezdve egészen az 1950-es évek végéig elsősorban mangánércbányászat, ill. az ismert lelőhelyek bővítésére irányuló kutató-feltáró munka adatai bővítették a mangánérccel kapcsolatos földtani ismereteket. A mangánérc keletkezése idejére és körülményeire vonatkozó elméletek általában egy-egy feltárás ill. bányászati lag feltárt területre földtani vizsgálatának adataira alapozódtak.

Az úrkúti Csárdahegy „hierlatz típusú” alsóliász mészkővének karsztos mélyedéseibe települt, eocén rétegekkel fedett mangánérces összlet vizsgálata és a vizsgálati eredmények általánosítása a „paleocén mocsárérc” elméletét eredményezte.

Az úrkúti krétafedős mangánérces terület feltárása további vizsgálatot és földtani újraértékelést von maga után. FÖLDVÁRI A. a csárdahegyi mangánérctet másodlagos helyzetben levőnek és alsóeocén korinak minősíti. Az újonnan feltárt telepeket pedig a bauxit heteropikus fácieseként kezeli s fedője alapján az alsókrétába sorolja (1933). Nem változtatott ezen az állásponton az ugyancsak felszíni oxidos mangánértörmelékre telepített eplényi mangánércbányászat területének vizsgálata (1940) és az úrkúti területen az 1930-as évek elején végzett földtani térképező munka sem. Ezt az eltekelt tükrözi a harmincas évek közepéig összegyűlt földtani ismeretek néhány új megfontolással bővített összesítése is (VADÁSZ E. 1935).

A bányászat további bővítését célzó kutató-feltáró munka és az ehhez kapcsolódó, az előzőknél lényegesen kiterjedtebb vizsgálatok adatainak értékelése az 1950-es évek elejéig további megismerésekre, a liászban belüli, tengeri keletkezés felismerésére, igazolására és a karbonátos mangánérc kimutatására vezetett (IFJ. NOSZKY J. 1952; 1959). E felismerések kapcsán tisztult a kréta- és eocénföldi érctelepek problémaköre is. SIKABONYI L. és CSEH-NÉMETH J. vizsgálati eredményei szerint a transzgressziós jellegű alsókréta és eocén képződmények alján található oxidos ércanyag az elsődleges érc fellazítása, kisebb mérvű áthalmozása s a karbonátos érc oxidációja révén keletkezett (CSEH-NÉMETH J. 1958; SIKABONYI L. 1954).

A bányászat bővítésére irányuló feltárómunkához kapcsolódóan az ötvenes évek elején jelentősebb mértékben megindult, viszonylag sokrétű földtani anyagvizsgálat során született ismeretek kritikai összesítését, értékelését VADÁSZ E. végezte el (1952). A mangánérctelepek keletkezésére vonatkozóan elmélete a következő idézettel jellemezhető: . . . „A víz hőmérsékletváltozása okozta a mészkőképződés megszűnését és a mészkioldást. Az eddigi feltárások

tanúsága szerint a mangánösszlet koncentrált képződése és a vele kapcsolatos nagymérvű kioldódás nem általános, hanem ebben a mértékben lokalizált jelenség, ami ilyen alakban hidegvízű fenékáramlással magyarázható." A mangánérctelepek keletkezését tehát — a júra képződmények „nyílttengeri jellegét” figyelembe véve — hidegvízű tengeráramlások kapcsán végbement oldódásos—újrakicsapódásos folyamatokkal magyarázza. Mangánérckeletkezésre vonatkozó elképzelésének közlése mellett kiemeli a középhegységi júra képződmények addig kellően nem tisztázott kérdéseit. A mangánércprobléma megoldásának tudományos és gazdasági fontosságát méltatva, véleményét a következőkben összegezi: . . . „A bakonyi júra rétegtan ősföldrajzi kérdései, az üledékképződés makroszkópos és mikroszkópos jelenségeiben gyökereznek. Ezek mielőbbi részletes tisztázása egyszersmind a mangánkutatók további sorsának kulcsa is. Mindezek a Magyar-középhegység júrájában érvényesülő jelenségek nagyon részletes kinyomozást és beható anyagvizsgálatot igényelnek.”

IFJ. NOSZKY J. (1952, 1961) a mangánércképződést az előzőhöz hasonló ősföldrajzi elképzelés alapján a tagolt aljzatú üledékgyűjtő rosszul szellőzőt, mélyebb vápáihoz köti. Elképzelésének igazolását, az anyagszállítás problémakörének megokolása nélkül — a karbonátos mangánérctelepek pirittartalmában, az értelep alatt helyenként megtalálható, szerinte mélyvízi körülmények között dekalcinálódott kőzet maradékának tekinthető — lisztszerű kovaanyagban és a mélyvízi keletkezésűnek ítélt toarci „tarka cephalopodás mészkő”-nek a mangánérctelep fedőjében való helyenkénti megjelenésében látja.

Hasonló, de nem feltétlenül mélytengeri viszonyokat jelző aljzati mélyedésekhez köti a mangánérckeletkezést KOVÁCS L. is (1956, 1963, 1965a, b). A mangánkiválást az elhalt élőlények anyagának bomlása során az alig szellőzőt, igen gyengén oxidálóképes tengervízbe került ammonia által kicsapott $Mn(OH)_2$ $Mn(OH)_4$ -dá történt, viszonylag gyors oxidációjával magyarázza. Az anyagszállítás szerepét szerinte a kicsapódás okozta koncentrációkülönbség miatt létrejövő ionvándorlás tölti be.

A nagy üledékes mangánérctelepek keletkezési viszonyait ismertető szovjet irodalmi adatok megismerése felveti az azokkal analóg keletkezés gondolatát is. Ezen az alapon a bányászati területeken megindult szükséges és most már jelentősebb anyagvizsgálattal támogatott kutatómunka (CSEH-NÉMETH J. 1958) a mangánércbányászat tágabb környezetének alapos ismerete nélkül azonban nem juthatott el a feltételezett analógia igazolásáig.

A felsorolt elméletek mindegyike választ ad a mangánércprobléma többkevesebb részkérdésére, de általában nem biztosítják az ismeretek viszonylag teljes összhangját. Arra a mangánérckutatók által felvetett gyakorlati kérdésre adott válasszal, hogy a középhegységi júra egész elterjedési területének mely részeire kell a mangánérckutató munkának irányulni, mindegyik adós maradt. Hiszen a tengeráramlások okozta oldódásos jelenségeket, vagy a rosszul szellőzőt mélyebb vápákat térbeli rendszerük ismerete nélkül a hegység egész júra területén lehet keresni. Hasonló a helyzet az analogizált munkahipotézis esetében is, mert a partvonalhoz kapcsolódó keletkezés esetében a „nyílt szigettenger” partvonalát, illetve partvonalait kellett volna igazoltan megjelölni.

Vizsgálataink során a mangánércprobléma feloldását, a Bakony hegység egészére kiterjedő, s így szükségszerűen áttekintő jellegű, az ősföldrajzi viszonyok

felderítését célzó üledékföldtani vizsgálatok során kíséreltük meg. Földtani térképezéshez kapcsolts részletező vizsgálatokat az eplényi bányaterület közvetlen környezetében végeztünk.

A mangánércproblémára vonatkozó vizsgálatok eredményei röviden a következőkben összegezhetők. A mangánérctelepes rétegcsoporthok térben az üledékképződési szünetekkel jellemzett, a középhegységi júra egészét tekintve általában peremi helyzetű kifejlődési területekhez kapcsolódnak. Ez magyarázza, az először FÖLDVÁRI A., majd több mint két évtizeddel később CSEH-NÉMETH J. által kiemelt tényt, hogy az úrkúti és eplényi mangánércbányászat területei a júra képződmények elterjedési területének szélén, a Középhegység csapásával nagyjából párhuzamos vonal mentén helyezkednek el.

A hézagos rétegsorok megtalálhatók az úrkúti bányászat tágabb környezetébe tartozó Kakastaréjhegyen, az üledékgyűjtőperem közelségét jelző láasz hasadékkitöltések pedig a Csárdahegy régi külszíni bányájában is.

Eplényben a mangánérces rétegcsoporth nagyobb részét magabazáró folyamatos júra sorozatot a Papod—Mohoskő vonalában közel ÉK—DNy és az Eperkéshegy—Eplényi mangánércbánya területe által kijelölt, közel É—D irányú sáv mentén szárazrakerüléssel megszakított, üledékhézagoss júra rétegsorok fogják közre. E területen belül a mangánérces rétegcsoporth a következő elterjedésben és jellegekkel jelentkezik.

A Kisháthoz csatlakozó, bányászatiilag feltárt terület K-i része, illetve pereme üledékhézagoss júra képződményekkel jellemzett. Ennek a K felé triász mészkőtümegekkel, töréssel érintkezett területnek egy részét a középső-eocén előtt lepusztulás érte, s a korábbi kutatófúrások tanúsága szerint fel lazított, áthalmazott ércet tartalmaz. Az akna környezetében a mangán-ércetelepes rétegcsoporth fekete, sárga, ritkábban vörös agyagrétegekkel kísért, s uralkodóan oxidos ércel jellemzett. E területrésztől É-ÉNy, és ÉNy, valamint Ny-i irányban az agyaggal, illetve gyakran szervesanyagtartalmú agyaggal kísért oxidos ércetelep fedőjében kevés karbonátos mangánércet is tartalmazó radioláriás agyagmárga található. A Ny-i irányban lévő Lókúti-domb területén a mangánkarbonátos radioláriás márga túlsúlyra jutása tapasztalható. Mind ÉNy, mind Ny-i irányban a fácies záródása, meddő mészkőbe való átmenete figyelhető meg. A mangánércetelepes rétegcsoporth D, DNy-i irányú folytatásaként a Káváshegyen az oxidos telepcsoportot (máské, maximálisan kb. két méter vastag), csak igen kevés ércet tartalmazó, sárga vörös és fekete agyag képviseli. A Lókúti-domb Káváshegygel szomszédos sarkán levő — az említett, radioláriás márga túlsúlyával jellemzett terület felé kapcsolatot adó — szelvényben a vékony radioláriás márga és a csak igen kevés oxidos mangán-ércet tartalmazó agyagrétegek alatt a mangánérces rétegcsoporth első nyomaként, a fekvő krinoideás tűzköves mészkőbe települt vékonyabb meszes agyagrétegek találhatók. Az oxidos mangánérces rétegcsoporth távolabbi, már meddő, de még agyaggal jelentkező folytatását a Káváshegytől D-re a Középhát gerincén tártuk fel. Az ettől Ny-ra eső Kericseren a mangánérces rétegcsoporthot már csak igen kevés agyaggal kísért gyenge mangánosodás jelzi. A mangán-ércetelepes rétegcsoporth tehát kiékelődő fáciesként jelentkezik. A mangán-érces rétegcsoporth, mint fácies, teljes kiékelődése mellett a rétegcsoporthon belüli lokális kiékelődés is tapasztalható. Erre utaló tények az akna környezete és a Káváshegy ÉNy-i vége közötti területrészen találhatók. A mangán-érces rétegcsoporth ilyen helyi hiányának magyarázata a folyamatban levő részletes vizsgálatoktól várható.

Az értelepes rétegcsoporthoz közvetlen fedője e körvonalaiiban megrajzolt területen nem azonos kifejlődésű. A részletesebben vizsgált szelvényekben a következő közvetlen fedőkőzetek találhatók:

A régi eplényi külszíni bányászat területén — a mai feltárási viszonyok mellett megítélhetően — a fedőkőzet rossz megtartású Ammoniteszeket is tartalmazó vörös, agyagos, gumós posidoniás — paleotrixes, felsőbb részeiben tűzköves mészkő. A Lókúti-domb Káváshegy felé eső végén feltárt szelvényben a radiolariás márga felett lemezes tűzköves posidoniás mészkő található. A Káváshegyen fellelhető közvetlen fedőkőzet erősen glaukonitos krinoideás mészkő, melyben a glaukonittartalom ősmaradványokhoz kötött, leggyakrabban Foraminiferák, apró csigák kitöltéseként jelentkeznek. A Középhát gerincén közvetlen fedőként lemezes, posidoniás — paleotrixes mészkőkőzbetelepülést is tartalmazó vörös, részben szürkés, apró- és középszemcsés krinoideás mészkő, a Kericseren vörös finomszemcsés krinoideás mészkő, illetve a Lókút 2. jelű kutatófúrásban kissé agyagos, gumós glaukonitos krinoideás mészkő található.

A közvetlen fedőkőzet ilyen, viszonylag csekély távolságon belüli fácies-változásai, lényegében az alsó — középsőliász képződményekhez hasonlóan, az üledékhézagos rétegsorokhoz igazodó fácieseloszlást példázzák. A mangán-értelepes rétegcsoporthoz a fekvő és közvetlen fedőkőképződmények által kijelölt, az üledékhézagos területek sávjait követő fácieseloszlást csak annyiban követi, hogy a karbonátos telepnyomok és telepek a belső fáciescsoporthoz viszonyítva koncentrálnak. A mangánértelepes rétegcsoporthoz kiemelkedési vonala azonban metszi a fekvő és a közvetlen fedőkőképződmények fáciesöveinek lefutását. E vegyi — biogén keletkezésű — fent jelzett fáciesváltozásokkal jellemzett — kőzetekből álló környezetben, az önálló agyagrétegekkel jelentkező kiemelkedő, az eltérő mélységi viszonyok között keletkezett fekvő képződményeket lepeltként lefedő mangánértelepes rétegcsoporthoz partoktól nagy távolságra történt nyílttengeri keletkezését indokoltan feltételezni alig lehet. Ha a jelzett fácieskép mellett figyelembe vesszük a mangánérces sorozat szenesedett növény- és az irodalomban is említett kovásodott famaradványait, a mangánértelepes sorozatot finom, részben ionos, részben kolloidos formában szállított terrigén anyagnak kell tekintenünk. A mangánértelepes rétegcsoporthoz, a bizonyos fokú tektonikai aktivitással is jellemzett közel ÉNy — DK, illetve É — D irányú, üledékhézagos rétegsorokat tartalmazó sávok találkozási pontjához kapcsolódni látszó helyzete arra a feltevésre ösztönöz, hogy a kolloidokban és finom szervesanyagban dúsz terrigén anyagnak az üledékgyűjtő triász képződményekből álló peremén való, helyenként nagyobb tömegű átjutását, szerkezeti preformációra lehet visszavezetni.

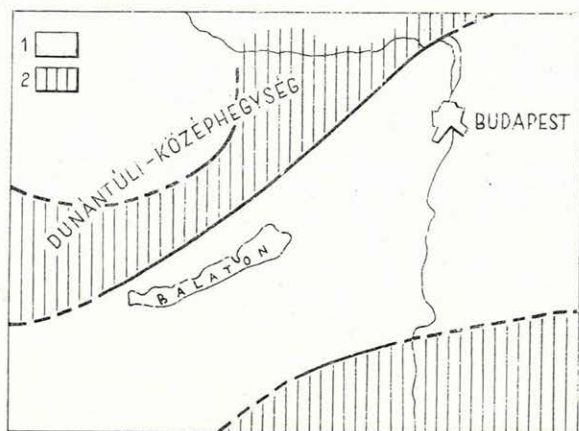
Az iparilag hasznosítható mangánértelepek tehát ősföldrajzi, szerkezet-földtani, faciálógiai, geokémiai törvényszerűségekkel irányítottan az üledékgyűjtő meghatározott területrészein az üledékgyűjtőbe kerülés pontjától nem túl nagy távolságra keletkeztek. Az alp — kárpáti üledékgyűjtő-terület sok helyén, így a Középhegység júra területén is elterjedt mangánosodás azonban az értelepképződéssel nem azonos jelenség. Ez a középhegységi júrában, különösen a felsőszinemuritól az alsótitonig terjedően gyakori. Megjelenését elsősorban olyan ősföldrajzi körülmények magyarázhatják, melyek között viszonylag jelentős mennyiségű, de jóformán törmeléktől mentes anyag szállítódik az üledékgyűjtőbe. E lebegtetve szállított anyag több-kevesebb mennyiségben az üledékgyűjtőnek csaknem minden részébe

eljut, s jelentősen növeli karbonátos üledékeink agyagásvány-, valamint vas-, mangán- és egyéb nyomelemtartalmát. Az üledékekben ily módon finom diszperz formában eloszlott vas—mangántartalom a diagenézis során mobilizálódva és újrakiválva ősmaradványok bekérgezésekként gumók, lepények stb. formájában is megjelenhet. A mangánosodás és a mangánérctelepek között általában fennálló — a mangánérc kutatás során feltétlenül figyelembe veendő — különbséget a mangánérctelepés rétegcsoporthoznak a bezáró kőzettől általában élesen elkülönülő, önálló rétegekben megjelenő agyagtartalma a rétegcsoporthozon belüli, esetenként szenesedett növénymaradványok formájában is megjelenő szervesanyag tartalma jelzi. A mangánosodás nem kötődik azonos fácieshez, viszont minden eddig megismert középhegységi elsődleges mangánérces rétegsor azonos kifejlődést jelez.

Mint a megfigyelt diagenetikus jelenségek igazolják, a középhegységi júra kőzetekben található tűzkövek keletkezéséhez a tengervíz kovaanyaggal való túltelítettségét általában feltételezni szükségtelen. A kovaanyagú vázat építő élőlények nagytömegű elszaporodásának egyik tényezője, nagy valószínűséggel, a vázépítéshez felhasznált kovamennyiség folyamatos utánpótlódása. Az adott ősföldrajzi környezetben e folyamatos utánpótlás, a kémiai mállásnak kitett, a mangánérctelepek és a mangánosodás anyagát is szolgáltatató szárazulaton végbement mállás és deszilifikáció eredménye lehet. S mint-hogy a nagy mangánérctelepek képződésének ősföldrajzi feltételei nagyjából azonosak, a mangánérctelepek kovaanyagú kőzetekkel való kapcsolata ősföldrajzi, faciológiai, geokémiai alapon determinált. A földfelszín egészére nézve azonos ősföldrajzi viszonyokat a nagy földtörténeti folyamatok, nagy földtani ciklusok sem eredményeznek. Ezért világméretben jelentkező üledékes vas, mangánképződési időszakok nincsenek. Az alp—kárpáti üledékgyűjtőrendszer sok tekintetben azonos, illetve hasonló üledékképződési jellegei azonban nagyjából hasonló ősföldrajzi, üledékföldtani, geokémiai viszonyokat jeleznek.

D) ÓSFÖLDRAJZI, FEJLŐDÉSTÖRTÉNETI KÖVETKEZTETÉSEK

A Bakony ill. a Dunántúli-középhegység földtani irodalmában több az ősföldrajz problémakörével foglalkozó munka és számos munkában vázlatosan felvetett ősföldrajzi elképzelés található. A hegység júra időszaki ősföldrajzi viszonyainak tényleges, a hegység alapos, részletes földtani vizsgálatára alapozott megismerésén azonban érdemben kevesen fáradoztak.



3. ábra. Ósföldrajzi vázlat a Dunántúli-középhegység liászáról

1. Szárazulat, 2. tengeri üledékképződés

Abb. 3. Paläogeographische Kartenskizze der Lias-Bildungen des Transdanubischen Mittelgebirges

1. Festland, 2. marine Sedimentation

és a Mecsek közötti — néhány szénhidrogénkutató fúrással az alaphegységig feltárt — területen a júra képződmények a fiatalabb medencekitöltés létrejötte előtt nyomtalanul lepusztultak. Lényegében ezt a nézetet vallották, illetve vallják: TAEGER H. (1912), PRINZ GY. (1906), TELEGDY-ROTH K. (1935), IFJ. NOSZKY J. (1961), GÉCZY B. (1961). KOVÁCS L. a Lókút környéki klasszikus júra sorozat vizsgálata alapján véli igazoltnak a fenti elméletet. ID. és IFJ. Lóczy L. elsősorban a liász és a földolomit mai felszíni elterjedésében mutatkozó összefüggésekre hivatkozva közül hasonló ősföldrajzi feltevést.

Az ősföldrajzi kép másik változatát lényegében VADÁSZ E. 1910-es években megjelent munkáiból ismerjük, ő veti fel először annak lehetőségét, hogy a júra tenger magyar-középhegységi részének partja a Középhegység területén kereshető (1911, 1913). A partvonalat említett két munkájában a Középhegység csapásával párhuzamosan, Herend magasságában vonja meg.

Meg kell említeni, hogy VADÁSZ E. a Dunántúli-középhegység júra képződményeinek nagyvonalú, áttekintő jellegű fáciesvizsgálata, a liász képződmények felszíni térbeli eloszlása, a júra tengerek eloszlását ábrázoló NEUMAYR-, LAPPARENT-, HAUG-féle térképek és POMPECKY területünket közelebbről

Az irodalomban a Dunántúli-középhegység júra időszaki ősföldrajzi képének lényegében két változata ismert.

Az egyik elmélet olyan júra tengert tételez fel, amelynek partjai az országhatáron kívül húzódtak. E változat egyik formájának tekinthető az az elképzelés, mely szerint az üledékgyűjtőn belül a medencealjzat egyes részeinek emelkedése miatt szigettengeri jelleg alakult ki. A sekélyebb részekben keletkeztek a krinoida ideák — brachiopodás mészkövek, míg a megemelt területek szomszédságában mélyebbvízi képződmények rakódtak le. Ebben az elképzelésben (bár hallgatagon) az is benne van, hogy a Dunántúli-középhegység

érintő ősföldrajzi vázlatának kritikai figyelembevételével kialakított felfogását, későbbi munkáiban részben módosította. *Magyarország földtana* c. könyvének első kiadásában a Magyar-középhegység júrájára vonatkozó összefoglaló fejezetben a következőket írja: "... „A Magyar Középhegység júra területe az észak-alpi juratenger függelékéeként az országon kívüli északi partvonalaktól távol esett. A déli partvonal a Mecsek hegység júra kifejlődésében érzékelődött.” A gerecsei júrára vonatkozó földtani ismeretek összefoglalásánál a következőket találjuk: "... „A raeti emeletbeli szigetszerű kiemelkedések tehát csak a Magyar-középhegység É-i részén voltak. Ennek megfelelően az alsóliász üledékképződés itt már eleve szigetszerű eloszlásban üledékhézaggal indult. A középsóliász végén azonban, hasonló egyenlőtlen fenékmozgással, tengerszintig ható fölemelkedéssel, ennek megfelelően kisebb vagy nagyobb méretű, kioldódásos térszínalakítással, az üledékképződés agyagos sorozata következett.” A *Földtörténet és Földfejlődés* c. könyvében utal a bakonyi júra általa részben üledékképződési szünetekkel, részben hegyszerszerkezeti okokkal magyarázott hézagosságára, és felhívja a figyelmet arra, hogy a jellegzetes alpi kifejlődési sajátság vizsgálata, a viszonylag egyszerű bakonyi települési viszonyok között, a júrára nézve sok új megoldási lehetőséget adhat. E munkájában az előző könyvében közzétett ősföldrajzi elképzeléshez képest, visszatérést találunk eredeti felfogásához, amint ezt a következő idézet gondolatmenete jelzi: "... „A Magyar-középhegység déli előterében a júra időszak alatt egy kristályos paleozóos geoantiklinális volt, ami a Balaton tengelyvonalától Szekszárd—Bátaszékig terjedt. Ennek tudható be, az ettől délre eső Baranyai-szigethegységek, a Mecsek—Zengő vonulat és a Villányi-hegység gazdag júra-sorozatának egészen eltérő kifejlődése. A Dunántúli-középhegységben a júra kifejlődése kizárólag mediterrán nyílttengeri és teljesen alpi jellegű, a Mecsekben és a Villányi-hegységben partközeli, epikontinentális jellege mellett fel-tűnő közép-európai vonatkozásokat is mutat.” *Magyarország földtana* c. könyvének második, bővített kiadásában a további alapos vizsgálatok szükségességét mindkét lehetőség egyidejű közlésével jelzi. A Bakonyra nézve megismétli az első kiadásban közzétett ősföldrajzi elképzelést. A Mecsek hegység júra képződményeinek sajátságait magyarázva viszont a *Földtörténet és Földfejlődés* c. munkájában leírt ősföldrajzi vázlatot hozza fel okként.

Hasonlóképpen utal a Bakonyra ill. a Középhegységre vonatkozó földtani ismeretek egyértelmű megítélést gátló — a bakonyi júra képződményekre vonatkozó korábban megismert földtani tények, adatok nagy részét összehalmozó — hiányára IFF. NOSZKY J. is, aki 1959-ben a *Földtani Intézet Évi Jelentéseiben* korábban közzétett lényeges megfigyeléseit és levont következtetéseit összefoglalva mindkét változat lehetőségét hangoztatja (1961).

A középhegységi földtani irodalom vonatkozó adatai és saját, főleg bakonyi megfigyeléseinek felsorolása után közli, „hogy a Dunántúli-középhegység júra képződményei DNy—ÉK-i csapású mezozóos tengerágban halmozódtak fel. Egyes, valószínűleg mélyebb helyeken a felhalmozódás a triász-tól kezdve a júrában is folyamatos maradt, máshol kisebb hézagok iktatódtak közbe.” Ez önmagában egyértelműnek látszó elképzelés mellett a Bakonyra vonatkozó táblázatain jelölt üledékhézagokat csak zárójelbe téve és megkérdőjelezve közli. A Baranyai-szigethegységek felé való kapcsolatokat pedig a következőkben jellemzi: „A Mecsek vonulat erősen gyűrt-töréses jellegű júra vonulata felszíni kiterjedésben ma jóval keskenyebbnek látszik a Dunántúli-középhegységnél. Főleg a liász és alsóbb dogger kifejlődésben elütő, külön

júra tengerággént fogható fel, amelynek folytatása a Duna—Tisza köze alatt Kiskörös-Nagykörösön át Jászkarajenőig követhető.” Ugyanazon munkájában végkövetkeztetésként pedig a következő található: „Különös jellemvonása a magyarországi júrnak, hogy — a Mecsek liász képződményeinek kivételével — a feltételezett tengerákat elválasztó szárazulatok törmeléke az üledékanyagban nem mutatkozik. Könnyen lehet tehát, hogy a magyarországi júra tenger összefüggőbb volt, de különböző területrészeinek üledékei a felsőkréta és a paleogén idején tengerágakkal, beöblösödésekkel megszakított hegységek lepusztításnak kitett alkotórészeivé váltak. A felhalmozott rétegek egykori összefüggését a meginduló lepusztulás azóta teljesen eltüntette.” Ez utóbbi bizonyítékaként még a következőt jegyzi meg: „Ígazolni látszik ezt a felfogást az is, hogy a malm folyamán a magyar júra képződmények legtöbb hegységünkben nagyon egyveretűvé váltak.”

Az újabb keletű adatok közül meg kell említeni, a szerző jelen munkával kapcsolatos előzetes közlését (KONDA J. 1964), mely szerint a középhegységi mezozoós tengerág a júra időszak elején erősen beszűkült és tagozódott. A tengerág peremi kifejlődésű képződményei a hegység csapásával nagyjából párhuzamosan nyomozhatók. A kialakult üledékgyűjtő határai a júra időszak alatt nagyjából állandóak maradtak.

Hasonló következtetésre jutott FÜLÖP J. (1964a, b) az alsókréta üledék-képződési viszonyok vizsgálata során. Szerinte: . . . „A Középhegység területén a liász óta hatalmas mészkő és dolomitterületek váltak szárazulattá, melyek karsztosodott térszínére az újkimmériai mozgások ideje alatt kerülhetett a bauxittelések alapanyaga.”

A bakonyi ill. középhegységi júra képződmények áttekinthető jellegű, de tervszerű üledékföldtani vizsgálata során felismert üledékhézagok genetikailag is értékelhető típusokat képeznek. Az előző fejezetekben ismertetett típusok mellett, a vörös ammoniteszes rétegek esetében a fáciesjellegek azonosága mellett, csupán finomrétegtani vizsgálatokkal kimutatható, kisebb rétegtani hiányok is előfordulnak. Ezek létrejötté, viszonylag nagyobb keletkezési mélységre visszavezethető üledékszünettel, ill. az elhalt élőlények vázainak visszaoldásával magyarázható.

A felismert típusok közül különösen fontosnak a bizonyult, melyet első sorban a triász karbonátos kőzetösszletekre támaszkodó, a dachsteini jellegű mészkő mélyrenyúló hasadékait is kitöltő, üledékhiánnyal települő liász képződmények — tektonikai aktivitással is jellemzett — sávjai képviselnek. Ez üledékhézagos rétegsorokhoz viszonylag kis távolságon belül mérsékelt mélyülő aljzatra és ezzel többé-kevésbé együtt változó bionómiai viszonyokra utaló sekély-, majd mélyebb neritikus képződmények kapcsolódnak.

Az üledékhézagos rétegsorok e típusának felismert sajátosságai, térbeli helyzetük, megjelenésük és fácieskapcsolataik az üledékhézagok keletkezésének szárazra kerüléssel való magyarázatát indokolják. A tengerlatti üledékgátlás, visszaoldás jelenségei nem magyarázzák ez üledékhézaggal települő képződmények alsó, úgynevezett alaprétegében található, a fekvő kőzet anyagából ismétlődő rátelepülés esetén gyakran a közvetlen környezetben található idősebb júra kőzetek anyagából keletkezett, tehát rétegtanilag inhomogén breccsa jelenlétét.

Üledékhézaggal települő júra képződmények e típusa a Bakony hegység egész hosszában ill. a Középhegység minden részegységében, így a Vértesben, Gerecsében és a Pilisben is megtalálható.

Részletező módon a Bakony hegység területéről leírt, de a Középhegység egész területén azonos üledékföldtani jellegek alapján állítható, hogy a középhegységi mezozoós üledékgyűjtőréssz a júra elején jelentősen tagolódott. Az üledékhézaggal települő felsőszinemuri, felsőpliensbachi, toarci, bajóci és kimmeridgei képződmények területi megoszlása térbeli helyzete-rendszere azt jelzi, hogy a dachsteini liásznak nevezett képződmény lerakódása után kialakult üledékföldtani keretek a júra végéig, ill. — ha figyelembe vesszük az egyes helyeken a barrémiig folyamatos üledékképződést és az alsókréta képződmények FÜLÖP J. által ismertetett területi megoszlását és üledékföldtani jellegeit — még az alsókrétában is fennmaradtak.

A leírt üledékföldtani keretek kialakulása egyszerű eszközökkel mérhető szögdiszkordanciát nem okozó, csupán az üledékhézagos képződmények sávjában megtalálható, törésekben jelentkező, szakaszosan megismétlődő mozgásokra vezethető vissza. Az a tény, hogy a középhegységi júra üledékgyűjtő szerkezeti és ezzel összefüggő egyéb jellegei a júra folyamán lényegében nem változtak, a mozgások epirogén jellegére, az észlelhető szakaszosság pedig az orogén fázisokkal való kapcsolatra utal. Területünkön az első, TELEGDI-ROTH K. által „tisai fázisnak” nevezett, szögdiszkordanciát is okozó mozgási szakasz az úgynevezett apti munieriás—ostracodás agyagsorozat lerakódása előtt jelentkezett. Az eplényi mangánérckutató fúrásokban feltárt munieriás—ostracodás agyagsorozat már eredeti helyzetükből kimozdított és lepusztult felsődogger, malm és alsókréta képződményekre települ.

A mangánérctelepes rétegcsoportok fácies- és üledékföldtani jellegeinek, valamint az eddig ismert előfordulások térbeli helyzetének értelmezése további ősföldrajzi megfontolásokat is szükségessé tesz.

A mangánérctelepek anyagának származtatási problémája éppen az ősföldrajzi kép több lehetséges variációja miatt nem tisztázódhatott. A vulkáni anyagnak a középhegységi júrában való teljes hiánya a tengeralatti vulkáni tevékenységhez kötött ércesedés magyarázatát kizárta. Az üledékhézagos rétegsorok jellegeinek, térbeli rendszerének tisztázatlansága, a „nyílttengeri jellegek” figyelembevétele mellett, csak hidegvízű áramlásokban lehetett keresni a mangánérctelepek és az üledékhézagok keletkezését eredményező okokat. Vizsgálataink, a geokémiai irodalommal egyezően azt bizonyítják, hogy a szárazföldről származó mangán az egykori partoktól nagyobb távolságra csak finom, lebegve szállított kolloid-diszperz agyagásványokhoz kötve jut el. E mangántartalom üledékeinkben diszperz módon oszlik el.

A lokális megjelenésű agyagos, márgás, gyakran nagy szervesanyag-tartalmú agyagrégeket és apró szenesedett növénymaradványokat is tartalmazó mangánérces rétegcsoportok a Középhegység D-i előterében egykor fennállott szárazulatról származó anyag parttól nem túl távoli lerakódási helyeit jelzik.

E szárazulat egykori létére engednek következtetni a Magyar Állami Földtani Intézet Mecsek hegységi liász képződményeken végzett kőzettani, üledékföldtani vizsgálatának eredményei is. NAGY E. szerint a mecseki alsó-liász képződmények anyaga a Mecsek hegységtől É—ÉNy-ra elhelyezkedett szárazulatról származik. (Előadás a MÁFI 1965. évi beszámoló ülésén. Pécs, 1965. március 17.)

A Középhegységben és a Mecsekben végzett vizsgálatok egybevágó eredménye mellett is magyarázatra szorul a két terület üledékképződési jellegeiben tapasztalható különbség. Ezt a két területrészt, eltérő szerkezet-

földtani sajátosságai mellett, a közbeeső szárazulat felsőtriász—liász idején feltételezhetően fennállott, majd a dogger—malm folyamán fokozatosan elsimuló domborzati aszimmetriája is okozhatta.

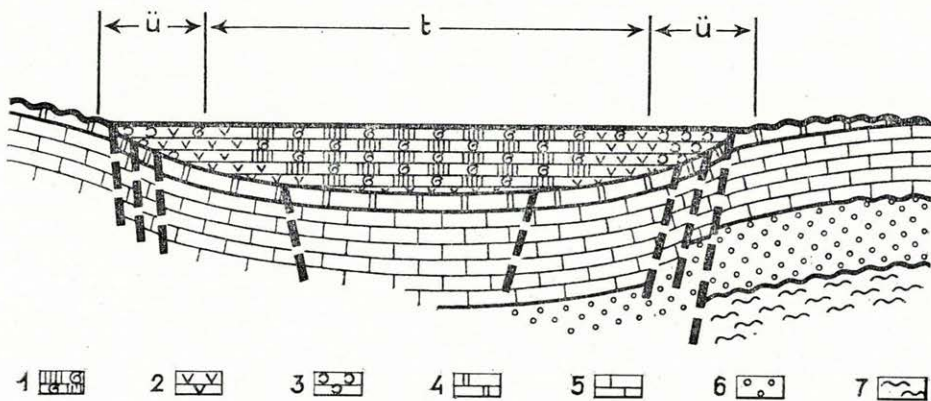
A középhegységi júra üledékgyűjtőréteg terrigén anyag szegénységének kialakulásába szerepet kaphattak a középhegységi tengerág peremét alkotó, karbonátos kőzetekből álló triász összletek is. E karbonátos kőzetekből álló térszín azáltal, hogy lényeges mennyiségű törmelékanyagot nem szolgáltatott, s gátolhatta a szárazulat távolabbi részeiről való anyagbeáramlást, a partvonal közelsége esetén is olyan nyílttengeri jellegű bionómiai viszonyokat eredményezett, melyek a partvonal közelségével látszólag ellentétben állnak.

A mangánérces rétegcsoportok a középhegységi júra tengerág azon részein keletkeztek, ahol az üledékgyűjtő tagoltságát is okozó, jelenleg ismert legidősebb középhegységi töréses szerkezeti elemek a finom terrigén anyag beáramlási helyeit preformálták. A mangánércteletes rétegcsoportok lokális megjelenésmódja és az egyéb középhegységi júra kőzetektől eltérő fácieskapcsolatai, fáciesjellegei, pelites, ritkán kőzetlisztes anyaga tehát a Középhegység és a Mecsek között fennállott, nagyrészt kristályos kőzetekből felépített, sziget-szerű szárazulatról történt anyagszállításra utal.

Ha a fent vázoltakat az üledékes mangánérckeletkezésnek ismert feltételeivel vetjük össze, jó egyezést tapasztalunk. Az üledékes mangánérckelet-

ÉNY
NNW

DDK
SSO



4. ábra. A liász képződmények földtani kifejlődésének vázlata Zircnél, a Bakony hegység csapására merőlegesen

\ddot{u} = oszcillációs, üledékhézagos rétegsorok, t = állandóan vízzel borított helyzetben keletkezett rétegsor. — 1. Kovaszivastűs, crinoideás mészkő ammoniteszes rétegekkel, közbetelepülésekkel. 2. crinoideas-brachiopodas és brachiopodas-crinoideas (Hierlatz) mészkő, 3. üledékhézagos rétegsorok, 4. dachsteini típusú liász mészkő, 5. triász, 6. perm, 7. paleozóikum

Abb. 4. Geologische Kartenskizze der Lias-Bildungen bei Zirc, senkrecht auf das Streichen des Bakony-Gebirges

\ddot{u} = oszillative Schichtenkomplexe mit Hiatus, t = Schichtenkomplexe, entstanden unter ständigem Wasser-niveau. — 1. Spongiennadelführender Crinoideenkalk mit Ammonitenlagen, 2. crinoideen-, brachiopoden-, bzw. brachiopoden—crinoideenführender (Hierlatzer) Kalkstein, 3. Schichtenkomplexe mit Hiatus, 4. Lias-Kalkstein Dachsteiner typus, 5. Trias, 6. Perm, 7. Paläozoikum

kezés legfontosabb ősföldrajzi feltételei a következőkben foglalhatók össze: A lepusztulási területnek nagy tömegű fizikai mállási törmelékanyagot nem szolgáltató, alacsony, elsősorban a kémiai mállásnak kitett szárazulatnak kell lennie. Jelentősnek látszik az olyan fluviatilis hálózat, mely kevés törmelékanyagot produkál, de viszonylag nagy területről koncentrálja a mangánvegyületeket a beömlési területre vagy területekre. Egyes szerzők a törmelékanyag csekély mennyiségét az előtérben kialakult derítőmedencék keletkezésével magyarázzák.

A Középhegység Zirtól É—ÉNy-ra felszínén levő „ellenszárnyának” üledékhézagos júra rétegsorai a délről feltételezett szárazulati térszínhez hasonlóan egy kisebb, nem jelentősen kiemelt szigetre utalnak (4. ábra).

Jelenlegi ősföldrajzi ismereteink szerint tehát a Bakony hegységi júra üledékgyűjtőréssz egy viszonylag keskeny, ÉK—DNy irányban húzódó tengerágot formált a szigetekkel és hátszerű tengeralatti kiemelkedésekkel tarkított nagy alp-kárpáti üledékgyűjtőn belül.

E) AZ ELVÉGZETT MUNKA GYAKORLATI VONATKOZÁSAI

a) Az úrkúti mangánérctelep 1917-ben — a köszénkutatás során — történt feltárása után a felszíni mangánérctörmelékre telepített kutató-feltáró munka eredményezte az úrkúti—csárdahegyi, majd később az eplényi kül-fejtéses mangánércbányászat létrejöttét.

Ezt követően, bár téves elméleti alapon indult az eocén- és kréta-fedős területek megkutatása — lényegében a bányászat környezetében maradványok — az úrkúti fellazított, ill. helyenként gyengén áthalmazott oxidos érctelepek feltárásával bővítette a bányászat lehetőségeit.

A bányászat fejlődése s az ezzel bővülő feltérési, vizsgálati lehetőség az elsődleges érc liáson belüli tengeri keletkezésének, majd a karbonátos érctelepek felismerésére vezetett. E kutatási eredmények összesítése és magyarázata pedig a középhegységi szigettengeren belüli hideg vízi áramlásokkal indokolt mangánérckeletkezési elméletet eredményezte. Erre az időre a Földtani Intézet keretében, az elsősorban IFJ. NOSZKY J. által végzett térképező-munka nagy vonalakban lehatárolta a „liász mangánérctelepes szint” rétegtani fedőjének — azaz a felsőliász és az ennél fiatalabb júra képződmények — elterjedési területét is. E földtani ismeretekből önként adódott az az elképzelés, hogy a mangánérckutatás lehetősége a Bakony ill. a Középhegység minden olyan területére valószínűsíthető, ahol a felsőliász és az ennél fiatalabb júra képződmények fellelhetők. Ez az elképzelés szélsőséges esetben a mangánérckutatás problémakörét a fúrásos kutatókapacitás kérdéseire szűkítette le. Az így kijelölhető terület mérete, s így a fúrásos kutatás költségigénye — ha olyan hálózatsűrűséget kell alkalmazni, hogy a feltételezett lehetőségből egy eplényihez hasonló méretű lelőhelyet ne hagyjunk ki — igen nagy.

A szerző által elvégzett üledékföldtani vizsgálatok körvonalazták a mangánérces rétegcsoport keletkezésében meghatározó szerepű szerkezetföldtani, ősföldrajzi viszonyokat. Az új ismeretek gyakorlati felhasználása lehetővé teszi a középhegységi júra üledékgyűjtő mangánérces rétegcsoportok keletkezésére legkedvezőbb területrészeinek üledékföldtani, szerkezetföldtani, ősföldrajzi alapon történő felkutatását, kijelölését. E megkezdett kutatómunka első eredménye a mangánérces rétegcsoport Mór—Bodajk környéki előfordulásainak kimutatása.

b) A középhegységi júra kőzeteket az építőiparon kívül a csiszoló és kerámia ipar is hasznosíthatja. Lókút község közelében néhány évig liász tűzkövet bányásztak csiszoló ipari felhasználási céllal. E tűzkövek jellegeinek és keletkezési viszonyainak ismerete lehetővé teszi a legalkalmasabb nyersanyag viszonylag csekély ráfordítással való felkutatását.

c) A vázolt közettani, kifejlődésbeli, üledékföldtani és ősföldrajzi kép a középhegységi júrán belüli egyéb üledékes eredetű hasznosítható nyersanyagok, köztük a hasznosítható nyomelemek kutatási lehetőségét szegényesnek jelzi, ill. az ezekre irányuló felmérés szükségességét jóformán csak a tágabb értelemben vett mangánérctelepes rétegcsoportok területére igazolja.

**Lithologische und Fazies-Untersuchung
der Jura-Ablagerungen des Bakony-Gebirges**

A) LITHOLOGISCHE UND FAZIESVERHÄLTNISSE

In den, sich mit den Jura-Bildungen des Bakony-Gebirges befassenden Werken des geologischen Schrifttums sind spärlich, aber fast in jeder Arbeit mehr oder weniger lithologische oder sedimentäre Faziesangaben zu finden. Die Zusammenfassung dieser Angaben haben einerseits ihre Konzentration auf einige, wieder und wieder untersuchte kleinere Gebietsteile des Gebirges, die oft vorkommende ungenaue Ortsbestimmung, andererseits der unterschiedliche Wert der Angaben und Beobachtungen verschiedener Verfasser im Grossen und Ganzen nur auf sehr verallgemeinerte Weise ermöglicht. In diesem Falle werde ich von den, dieses Thema nur oberflächlich oder anhand einiger Daten betreffenden Arbeiten absehen und skizziere ich nur, die Ergebnisse der die Fazies-, bzw. lithologischen Verhältnisse ausführlicher besprechenden Werke auf.

Die heteropischen Faziesverhältnisse der einzelnen Jura-Bildungen hat zum erstenmal H. TAEGER wahrgenommen (1912). Nach K. TELEGI-ROTH (1935) und J. NOSZKY JUN. (1945) besitzen die Bakonyer Juraprofile eine so starke Veränderlichkeit, dass unter ihnen zwei miteinander übereinstimmende Profile kaum zu finden sind. Dabei gibt J. NOSZKY JUN. einige Profile mit Hiatus an (1943, 1953, 1961).

Die erste Arbeit über die Lithologie und Fazies der Jura-Ablagerungen wurde von E. VADÁSZ veröffentlicht (1911, 1913). Auf Grund der damals nur an einigen Punkten untersuchten Lagerung der Jura-Bildungen im Mittelgebirge, der an mehreren Stellen des Bakony wahrgenommenen Sedimentationslücken und der Fauna bzw. ihrer Faziesindikatoren-Rolle hat er die Jura-Sedimente im grössten Teil als seichtmarine Ablagerungen bezeichnet, die tonig-knolligen ammoniten- und radiolarienführenden Sedimente als eine abyssische Tiefe nicht erreichende, doch im tiefmarinen Milieu zustandgekommene Formationen aufgefasst. Auf Grund des an einigen Stellen von Tata, Gerece und Pilis tatsächlich beobachteten Hiatus und des Verbreitungsgebietes der Jura-Bildungen hat er die Küstenlinie des Jura-Meeres ungefähr in der Höhe von Herend, parallel mit dem Streichen des Mittelgebirges gezogen. Die an terrigenem Material arme Sedimentation hat er trotz der Festlandnähe auf die Existenz von steilen, aus Dolomit bzw. Kalkstein bestehenden Küsten und auf den Mangel an grösseren Flüssen zurückgeführt. Das Fehlen von typischen litoralen Sedimenten hat er auch mit den angenommenen steilen Küsten erklärt.

Nur eine kleinere Gebietseinheit betreffende, aber ausführliche Fazies- und bionomische Untersuchungen hat L. KOVÁCS durchgeführt (1936, 1949, 1951, 1956, 1963, 1965). Im Laufe der Untersuchungen der Jura-Bildungen von Kávás-Berg und des Lókuter Hügels hat er die heteropischen Faziesveränderungen erkannt, aber diese Veränderungen innerhalb kleinerer Entfernungen auf eine nachträgliche Horizontalverschiebung zurückgeführt. Auf Grund der Untersuchungen der vertikalen Veränderungen der Fazies- und bionomischen Verhältnisse stellte er die Tendenzen der Tiefenveränderungen des Sedimentationsbeckens dar. Seiner Beurteilung nach: „... die jurassische Sedimentfolge des Bakony ist das Ergebnis einer, in einheitlichem Meeresbecken stattgefundenen Sedimentation, die während der Jura durch keine zeitweilige Trockenlegung irgendwo unterbrochen war“. Die im Zuge seiner

Arbeit festgestellten plötzlich auftretenden vertikalen Faziesveränderungen führte er auf kleinere, infolge verschiedener Meeresströmungen zustandgekommene Sedimentationslücken zurück.

Das geologische Schrifttum des Bakonyer Jura hat B. GÉCZY (1961) anhand der modernen, auch für die Beurteilung der Faziesfragen in Betracht zu nehmenden paläontologischen Untersuchung der Jura-Ablagerungen des Tűzköves-Grabens bei Bakonycsérnye bereichert. Auf die Untersuchung der vertikalen Faziesveränderungen basierend stellte er, mit Bezeichnung der angenommenen Tiefenverhältnisse der einzelnen Bildungen, die Tendenz der Tiefenveränderungen des Sedimentationsbeckens fest. Den Erhaltungszustand der Ammonitenschalen untersuchend, die beobachteten Auflösungserscheinungen mit Tiefwasser-Sedimentationsverhältnissen erklärend hat er die Sedimentationslücken des mediterranen Jura auf einen, die Meeresvertiefung begleitenden Auflösungsprozess zurückgeführt.

Der Überblick der aufgezählten Untersuchungsergebnisse und der Hypothesen beweist überzeugend, dass es obwohl die Faziesverhältnisse angehend mehrere Vorstellungen gibt, ein Faziesbild, begründet auf die ausführliche regionale Untersuchung der Jura-Bildungen von Bakony, im geologischen Schrifttum noch nicht zu finden ist.

Am Anfang unserer Untersuchungen, schon in erster Annäherung wurde die Feststellung auf Grund der Beobachtung makroskopischer Merkmale von K. TELEGDY-ROTH und seinem Anhänger J. NOSZKY JUN. bestätigt, nach der die Veränderlichkeit der Jura-Profile so gross sei, dass im Bakony zwei, miteinander übereinstimmende Jura-Profile kaum zu finden seien. Diese Tatsache schliesst uns die Möglichkeit aus, durch die ausführliche Untersuchung eines gewissen Profils mehrere wesentliche, das Ganze des Sedimentationsbeckens betreffende Angaben zu erreichen, als diejenigen, die früher im Laufe der detaillierten Untersuchungen von einzelnen Profilen gewonnen worden sind (L. KOVÁCS 1955, 1956, 1963, 1965a, 1965b und B. GÉCZY 1961).

Die das ganze Gebiet des Gebirges umfassenden Untersuchungen wurden auch von der Tatsache berechtigt, dass die Ergebnisse der früheren kritischen Zusammenfassung der Literaturangaben gleichzeitig mehrere Hypothesen ermöglicht haben, kennzeichnend dadurch die Unvollständigkeit unserer lithologischen, Fazies- und paläogeographischen Kenntnisse betreffs des Jura des Bakonyer Waldes bzw. des Mittelgebirges.

Unsere Untersuchungen mussten auf diesem Gebiet notwendigerweise auf die folgenden wichtigsten, auch im Schrifttum einander widersprechenden Fragen gerichtet werden:

- die bei der Ständigkeit der Hauptcharakteristiken der Jura-Schichtenfolge auftretende Faziesveränderlichkeit;
- die gewisse Unvereinbarkeit des Faziesreichtums mit dem pelagischen Charakter;
- die Lückenhaftigkeit einiger Profile im Gegensatz zu der auf das Ganze des Bakonyer Jura bezogen betonten Vollständigkeit;
- der schwer auflösbare Widerspruch der Entstehungstheorie der Manganerzlagerstätten in einem pelagischen Meer mit aus Karbonatgesteinen bestehenden Inseln, mit den Angaben der Weltliteratur.

Unsere Untersuchungen haben wir an den charakteristischen Profilen der Gebieteile von einheitlicher Ausbildung durchgeführt. Bei den Faziesunter-

suchungen und dem Vergleich der einzelnen Profile sollte es in Betracht gezogen werden, dass für die in den Lias-Bildungen vorherrschenden Überreste von Echinodermen (Crinoideen) und Spongien das Prinzip der Aktualität nicht ohne weiteres angewandt werden kann. Auch die Benthosformen, sowie Brachiopoden und Foraminiferen bezeichnen in überwiegender Mehrheit nur im allgemeinen ein seichtmarines Milieu.

Die Beurteilung der faziesbestimmenden Rolle verschiedener Ammonitenformen ist zur Zeit noch gar nicht eindeutig. Darum haben wir im Laufe der Beurteilung der Ausbildungsverhältnisse der einzelnen Formationen und der Untersuchung der vertikalen und horizontalen Zusammenhänge mit der Umwelt grössere Aufmerksamkeit, als früher geschenkt. Neben der gründlichen Untersuchung der Lagerung erwiesen sich die mikroskopischen Dünnschliffuntersuchungen als erfolgreich. Mit Hilfe dieser Untersuchungsmethode kann neben der Untersuchung der mikroskopischen Phasenmerkmale sehr häufig auch die Wirkung der, die verschiedenen Gesteinsparameter wesentlich beeinflussenden dia- und epigenetischen Vorgänge bewertet werden.

Meine mikroskopischen Untersuchungen haben — neben der Feststellung der Qualität der Mikrofauna, des Charakters der Benthosformen und dem geschätzten Verhältnis derjenigen zu den Planktonformen — die Erkennung der auf die Art und Weise der Sedimentation hinweisenden morphologischen Merkmale, sowie, in einigen Fällen, die Beobachtung der mit den obigen im Zusammenhang stehenden Zeichen der „frühen Diagenese“, also die Berücksichtigung der auf die Entstehungsverhältnisse hindeutenden Form- und Texturmerkmale und der Faunengemeinschaft erzielt.

I. Mikroskopische Merkmale der Gesteine

Unter den, auf die Einzelheiten der Entstehungsverhältnisse der Jura-Gesteine hinweisenden Form-, Textur- und Strukturmerkmalen können folgende Haupttypen beobachtet werden: die im allgemeinen auch mit unbewaffnetem Auge bemerkbare oolithische, die makroskopisch nur selten auffallende pseudoolithische und die sich hauptsächlich den obenerwähnten anschliessende, nur durch Mikroskop registrierbare, aus feinen KalkschlammPelleten bestehende Textur. Diesen Texturtypus habe ich als „kalkschlammPelletig“ bezeichnet.

Die karbonatischen und oolithischen Bildungen entstehen nach den Angaben des geologischen Schrifttums und den Beobachtungen der modernen Ozeanographie in Wasseroberflächennähe, in einer wohl bewegter Meereszone, also in einem solchen Medium, das mit Kalziumhydrokarbonat übersättigt ist. Die sich mit diesen Bildungen befassende reiche Literatur macht die tiefgehende Beschreibung der oolithischen Gesteine bzw. der morphologischen Merkmale der einzelnen Ooide unnötig. Darum werden im Folgenden nur die zur Bewertung der Entstehungsumstände bzw. der Fazies geeigneten Merkmale besprochen.

Als Ooide betrachten wir die Formen, die einen Kristallisationskeim besitzen, von mehr oder weniger konzentrischem kugelschaligem Aufbau sind und die sich während ihrer Ausbildungszeit, wenn auch nur zeitweilig, im Meereswasser in schwebendem Zustand befanden. In den, von mir untersuchten oolithischen Gesteinen bildet den Kern der Ooide im allgemeinen ein mikrokörniges Karbonatkrümmchen (Pellet), das ein durch Wasserbewegung

erhobenes und zeitweilig geschwebtes Stückchen des ehemaligen, fest gewordenen Kalkschlammes, seltener ein sehr kleines Schalenbruchstück eines Fossils ist. Die Ooidkörner haben sich in den — heute schon im allgemeinen sich umkristallisierten — Kalkschlamm eingebettet. In den, das Optimum der Oolithbildung bezeichnenden, fast an fest gewordenen Griess erinnernden Gesteinstypen sind die Ooide innerhalb einer Schicht annähernd von gleicher Grösse. In den Oolithen des Jura von Bakony sind Fossilfragmente kaum zu finden.

Als pseudoolithisch wird das Gestein im Falle betrachtet, wenn es mehr oder weniger kugelförmige, im allgemeinen einen Kern besitzende, seltener kernlose Körner unkonzentrischen Schalenaufbaus enthält. Den Kern der Pseudooide bauen in den untersuchten Bildungen im allgemeinen aus Kalziumkarbonat bestehende Fossilfragmente auf. Ihre Form wird meistens von der Figur der den Kern bildenden Trümmer — seltener von kleineren Trümmeraggregaten — bestimmt. Das Material der Pseudoolithe besteht aus mikrokörnigem Kalziumkarbonat. Ihre Korngrösse ist doch nicht zwischen breiten Grenzen veränderlich. Die Ausbildung dieser Pseudoolithe kann anhand der Aufrührung des zum relativ schnellen Festwerden geneigten Kalkschlammes durch ziemlich stark bewegtes Wasser erklärt werden. Der Pseudoooid bildet im allgemeinen den Teil des einstigen aufgerührten Karbonatschlammes, dem einzelne Fossilfragmente, seltener kleinere Fossilien eine relativ grössere Festigkeit gesichert haben.

In unserem Untersuchungsgebiet sind auch die Übergangstypen der oolithischen und pseudoolithischen Gesteine zu finden. In diesen ist der Kern der Ooide auch ein Kalkschlamm pellet oder ein kleineres Fossilfragment. Die Ausdehnung der einen Kern enthaltenden Pseudooide ist häufig grösser als diejenige der Ooide.

Zwischen den Schichten typisch oolithischer oder pseudoolithischer Textur und auch in den darüber lagernden crinoideen- und crinoideen-spongienadelführenden Gesteinstypen kommen sehr oft den Ooidkern bildende oder auf kleine kernlose Pseudooide erinnernde „Kalkschlamm pellets“ vor. Über den typisch oolithischen oder pseudoolithischen Bildungen geht die kalkschlamm pelletige Textur mit der gleichzeitigen starken Zunahme der Pellets und der Vermischung der Konturen der Körner in eine mikrokörnige Textur über.

Die Pseudooide und die Kalkschlamm pellets widerstehen der Umkristallisierung oft viel stärker, als das mikrokörnige Grund- oder Bindemittel. Die Ooide und Pseudooide figurieren in den stark umkristallisierten Gesteinen sehr oft als Kristallisationskeime. Sehr häufig etwa schwimmen die Kalkschlamm pellets im umkristallisierten Grundmittel.

In den oolithisch-pseudoolithischen und pseudoolithischen Gesteinen kommen fallweise auch Coprolithkörper von Echinodermen vor. Diese Coprolithe konnten im allgemeinen in den Dünnschliffen der untersuchten Bildungen von den Pseudooiden, die infolge der Wasserbewegung zustande gekommen sind, unterschieden werden.

Provisorisch werden die Bildungen in die Kategorie der Pseudoolithe eingereiht, die im untersuchten Raum in der Nähe der Rhät—Lias-Grenze bzw. in den oolithisch-pseudoolithischen Gesteinstypen im unteren Teil des sog. Lias-Kalkes Dachsteiner Typs sehr oft auftreten und die früher für „Makrooide“, in einigen Fällen für Algen gehalten wurden. Ihre Grösse über-

trifft diejenige der typischen Ooide und Pseudooide, manchmal beläuft sich sie auf 10–15 mm. Sie sind von einer unregelmässig unebenen Schalenstruktur. Es sind sehr oft einzelne grössere Fossilfragmente fast konzentrischer Lage zu beobachten.

Die in den Schichtenfolgen der diskontinuierlichen Sedimente bemerkbaren Textur- und Strukturmerkmale weisen häufig auf die Entstehungsverhältnisse hin. Sie fallen nur dann ins Auge, wenn das Rissen- und Spaltensystem des Liegenden von den jüngeren Jura-Bildungen ausgefüllt ist. In diesen Fällen treten häufig eckige, seltener schwach abgerollte Trümmer älterer Jura- und Obertrias-Gesteine, als Einlagerung im Material jüngerer Sedimente auf und kommen authigene Brekzien vor. Manchmal können die Erscheinungen von Schlammrutschungen (Slumpings) beobachtet werden. Die mit dem Material jüngerer Jura-Bildungen ausgefüllten Spalten sind von besonderer Wichtigkeit, weil sie auch die Unterscheidung von Gesteinsgenerationen verschiedenen Alters ermöglichen. Die Trennung nach Alter wird in erster Reihe dadurch erleichtert, dass die mit Hiatus lagernde jüngere Bildung das Material der ebenfalls mit Hiatus abgelagerten älteren Sedimente enthält. Es ist eine beachtenswerte Erscheinung, dass die mit jüngeren Jura-Material ausgefüllten Spalten auch die mit kristallinem, fibrösem Kalzit senkrecht ausgefüllten Risse, Spalten älterer Gesteine überschneiden. In der Basis der hangenden Bildungen sind stellenweise kleine Eisenoxydkörner und auch mit glänzender Limonitkruste überzogene, kleinere, abgerollte Gesteinstrümmer zu finden.

II. Diskontinuität (Lückenhaftigkeit) der Jura-Bildungen

Die ersten Gedanken betreffs der Diskontinuität der Jura-Ablagerungen von Bakony hat H. TAEGER (1911, 1912) aufgeworfen. Da er die Lagerung der Bildungen der Ausbildungsgebiete und der einzelnen Jura-Profile verkannt hat, wurde seine Auffassung von den Zeitgenossen sehr stark bestritten. Eine ähnliche, mit der Möglichkeit der Diskontinuität der Jura-Bildungen sich befassende Gedankenreihe hat L. LÓCZY JUN. auseinandergesetzt, aber seine Kenntnisse über die örtlichen Verhältnisse waren viel geringer als diejenigen von TAEGER.

Die ersten, tatsächlich auf Sedimentationslücken hinweisenden Angaben stammen von E. VADÁSZ. Er beschrieb (1911, 1913) im Raum des südlichen Bakony-Gebirges einen Tithon-Kalkstein, der die Trümmer älterer Gesteine enthielt (eine Schichtenfolge, die wahrscheinlich mit dem Kimmeridge beginnt).

In den Arbeiten von J. NOSZKY JUN. (1943, 1953, 1961) sind bezüglich der lückenhaften Ausbildung des Bakonyer Jura mehrere und zuverlässigere Angaben, als in denjenigen früherer Verfasser, zu finden. In der Umgebung von Somhegy-pusztá und in der Berggruppe Hajag hat er die Überlagerung der Schichtenfolge des Kimmeridge dem Lias-Kalkstein Dachsteiner Typs bzw. dem Obersinemurien-Kalkstein beobachtet. Bei Gyenespusztá erwähnt er die diskordante Überlagerung des „Bajocien“-Kalksteines durch den Kalkstein Dachsteiner Typs.

Eine vor allem auf Literaturanalogien und Annahmen beruhende Erklärung der „Sedimentationslücken“ im Jura von Bakony ist in den Arbeiten von J. NOSZKY JUN. und E. VADÁSZ zu finden. In Verbindung mit den „strati-

graphischen Lücken“ wirft J. NOSZKY JUN. — in Klammern und mit Fragezeichen — die Trockenlegung und im Zusammenhang damit die Idee des „Bakonyer Inselmeeres“ auf. Betreffs der Manganerzbildung betrachtet er die Schuttgehänge submariner Meeresrücken, die zwischen den, „zur Manganerzbildung geeigneteren“, tieferen Teilen des Sedimentationsbeckens liegen, als eine mögliche Erklärung.

E. VADÁSZ (1913) wirft — ohne einen lithologischen Beweis zu liefern bzw. ohne das, dass diese Erscheinung auch mit dem monoklinalen Charakter des Südrandes des Mittelgebirges erklärbar wäre — auf Grund der Verbreitung der Jura-Bildungen und der obenerwähnten „transgressiven Tithon-Schichten“ die Möglichkeit auf, dass die Küstenlinie des Jura-Meeres innerhalb des Gebietes des Mittelgebirges zu verfolgen sei (1911, 1913). In seinen sich mit der Manganerzbildung befassenden Arbeiten führt er die in Verbindung mit den Manganerzlagern beobachtete Lückenhaftigkeit schon auf Vorgänge, die die Sedimentation verhinderten, und zwar auf eine mit kalten Meeresströmungen im Zusammenhang stehende submarine Dereption, d. h. auf Wiederauflösung bzw. Wegtragen zurück. B. GÉCZY (1961) betrachtet die Oberlias—Dogger-Schichten relativ kleinerer Mächtigkeit als „kondensierte“ Ablagerungen und bezeichnet ihr Ausbildungsort — vor allem auf Grund paläontologischer Erwägungen — als ein tieferes Wassermittel. Nach seiner mündlichen Mitteilung bilden die einzelnen Formenkreise bzw. Formengruppen innerhalb der Schichtenfolge Evolutionsreihen. Das Erhalten-Bleiben mit bestimmten Ammoniten-Assoziationen charakterisierbarer Horizonte ist nur spärlich zu beobachten. Diese vertreten im allgemeinen nur eine ganz geringe Mächtigkeit. Auf Grund der auch von uns vorgenommenen Übersichtsuntersuchung dieser Schichtenfolge ist ein kleinerer, vielleicht auch mit Fauna nachweisbarer Hiatus an der mit Diskontinuität charakterisierten Grenze der von B. GÉCZY ausführlich und modern untersuchten Oberlias—Dogger-Serie und der liegenden Oberpiensbachien (Domerien)-Schichtengruppe zu erwarten.

L. KOVÁCS (1956, 1963, 1965a, b) prüft die bionomischen und Tiefenverhältnisse der Jura-Profile von Kávás-Berg und des Lókuter-Hügels und weist auf die Möglichkeit eines kleineren — nach der Auffassung von A. HEIM (1924) angenommenen — Hiatus hin. Den Grund seiner Auffassung bildet die von W. DEECKE auseinandergesetzte Vorstellung, dass die Hauptfaktoren der schnellen räumlichen Verbreitung von Ammoniten die Meeresströmungen und die Transgressionen waren. Infolgedessen, falls in irgendwelcher Schichtenfolge plötzlich eine solche Ammonitenfauna auftritt, die mit derjenigen des Liegenden keinerlei Verbindung aufweist und die plötzliche Veränderung der Biofazies von der Veränderung ähnlicher Schnelligkeit der Litofazies begleitet wird, ist es seiner Meinung nach begründet, eine Dereption, vielleicht eine anhand Zuröcklösung Hiatus hervorrufoende Meeresströmung anzunehmen. Wenn dagegen die Glieder der Schichtenfolge tieferer oder höherer Lage gleicherweise von einer Ammonitenfauna charakterisiert werden und die Verbindung derjenigen miteinander festzustellen ist, ist die Litofazies gleich, oder verändert sie sich kontinuierlich, kann die Schichtenfolge auch als kontinuierlich, betrachtet werden. Die ammonitenführenden Lias—Dogger- und Malm-Schichten des erwähnten Raumes, darunter die von ihm als Adnether Fazies beschriebenen roten, knolligen cephalopodenführenden bzw. auch die von ihm als bunte Cephalopodenfazies bezeichneten Bildungen des Oberpiensbachien (Domerien) hat er — auf Grund der Auffassung von J.

PIA und H. SCHMIDT — für ein neritisches Sediment gehalten, das in einem, weit von den einstigen Küsten gelegenen Beckenteil abgelagert worden wäre. Die Entstehung der Meeresströmungen bringt er mit der Veränderung der ständigen Windrichtungen in Zusammenhang.

Gleichzeitig mit seinem obigen Standpunkt erklärt er die Beobachtungen, dass manche ammonitenführenden Schichten innerhalb relativ kleinerer Entfernungen „fossilleer werden“, d. h. dass sie sich dabei auskeilen, mit heteropischen Faziesverhältnissen bzw. mit trotz der Ständigkeit der Tiefen- und Strömungsverhältnisse ungleichförmigen bionomischen Verhältnissen.

Den lückenhaften Ausbildungen des Bakony bzw. des Mittelgebirges ähnliche Schichtenfolgen sind in der Zone des mediterranen Jura an mehreren Stellen bekannt. Die Ausbildung dieser stratigraphischen Lücken kann von mehrerlei Faktoren bedingt werden.

In Karbonatgestein-Formationen können Hiatus auch infolge durch Regressionen bedingter Trockenlegungen und neuer Transgressionen auftreten. In diesem Falle wird das Festland werden im allgemeinen, aber nicht unbedingt, von Bildungen charakteristischer Strandfazies, von, im unteren Teil der transgressiven Serie vorkommenden klastischen Sedimenten, Basiskonglomeraten, Geröllen usw. gekennzeichnet. Die Trockenlegung kleinerer — größerer Gebiete bzw. ihre wasseroberschlächennahe Lage kann auch durch Riffbildung bedingt sein. Nach der Erklärung von GEYER (1886a, b, 1893) wäre das Sedimentationsraum, in welchem die „Hierlatzer Kalke“ der Nordalpen abgelagert wurden, eine solche Riffelfelsenzone gewesen, wo die einzelnen Riffe als Insel über den Meeresspiegel hochragten, während andere Riffe ihn kaum oder gar nicht erreichten.

Stratigraphische Lücken ohne Trockenlegung können aus den auch durch E. VADÁSZ erwähnten, die Sedimentation verhindernden Vorgängen, aus der das Gleichgewicht zwischen Ablagerung und Wiederauflösung als eine Grenzerscheinung bezeichnenden Sedimentationspause und auch aus Dereption durch Wiederauflösung und Wegtragen resultieren. Über diese, besonders über die Frage der an einigen Typen der ammonitenführenden Schichten bemerkbaren „stratigraphischen Kondensation“ liegt eine reiche Literatur vor. Die beste Zusammenfassung der das Thema betreffenden früheren Kenntnisse, seine Ergänzung mit einigen Angaben hat AUBOUIN (1965) durchgeführt, wobei er einige neuen, wertvollen Feststellungen gemacht hat. Die wesentlichen lithologischen Merkmale und das Auftreten in Raum und Zeit der roten, knolligen, ammonitenführenden Schichten der mediterranen Zone untersuchend hat er die von den früheren Verfassern unter verschiedenen Namen beschriebenen roten, knolligen ammonitenführenden Schichten unter dem Namen „Ammonitico rosso“, als eine genetische Einheit zusammengefasst. Seiner Meinung nach repräsentiert diese Bildung den Übergang zwischen der neritischen und der pelagischen Fazies. Sie bildeten sich auf den alpinen Fossiliten, auf submarinen Rücken bzw. auf ihrem Rande und Gehänge in einem, an klastischem terrigenem Material armen Milieu aus. Die Merkmale dieser Formation, die bemerkbaren Hiatus in der Sedimentation können auf das langsame Tempo der Sedimentation, auf Sedimentationspausen und Wiederauflösungen zurückgeführt werden.

Bildungen von „Ammonitico rosso“-Charakter (die früher als Adnether oder bunte Cephalopodenfazies beschrieben wurden) sind auch im Jura des Transdanubischen Mittelgebirges zu finden. Die Ausbildung eines gewissen Teiles der

ammonitenführenden Schichten bzw. der damit in Verbindung stehenden Hiatus kann mit den obigen erklärt werden. Aber der grösste Teil der aus dem Mittelgebirge bekannten jurassischen Sedimentationshiatus kann auf diese Art nicht gedeutet werden.

Lithologische Merkmale der untersuchten lückenhaften Schichtenfolgen und ihre Verbindung mit den kontinuierlichen Schichtenfolgen

a) Beim häufigsten Typus der mit Hiatus lagernden Bildungen ist die Oberfläche des Liegenden im allgemeinen uneben, fallweise weist sie „kleine Depressionen“ ungleichmässiger Verteilung auf. Die Verlängerung dieser Unebenheiten der Oberfläche in gewisser Richtung ist nur selten zu beobachten.

Sie sind im allgemeinen von meterlanger, seltener einige meterlanger Grösse, aber können manchmal auch an die Spuren von Bohrorganismen erinnernde kleinere Unebenheiten bemerkt werden.

Das darüber lagernde Gestein füllt die kleinen Depressionen der Oberfläche aus und weist ein, mit seinem Liegenden übereinstimmendes Einfallen auf. (Die unter und über der Grenze beider Bildungen gemessenen Fallwertsunterschiede bleiben innerhalb der Messfehlergrenzen.)

Unter den Depressionen der Oberfläche kommen tiefgehende, auch mehrfach 10 m Tiefe übersteigende, mit dem Material des darüber lagernden Gesteines ausgefüllte Spalten und Risse vor.

Die unmittelbare Grenzfläche beider Gesteine ist zum Teil — meistens im Falle von Spaltenausfüllungen — scharf. Wo das Liegende uneben ist, zeigen sich an dem Kontakt Kalzitkrusten oft von cm-Grösse. An der Basis der darüber lagernden Schichtenfolge treten oft Brekzien aus eckigen Trümmern des unmittelbaren Liegenden auf. Seltener kommt auch aus schwach abgerollten Kalkgeröllen bestehendes Konglomerat vor.

Im Material des Konglomerats sind neben den Gesteinstrümmern des unmittelbaren Liegenden auch diejenigen von älteren Jura-Ablagerungen der weiteren Umgebung zu finden.

Im Falle von wieder auftretenden Sedimentationshiatus können im Material des jüngeren Hängenden die Trümmer der fremdes klastisches Material schon enthaltenden Basisschicht älterer auch mit Hiatus lagernder Gesteine beobachtet werden. Ähnliche Erscheinungen zeigen sich sehr häufig auch in den tiefreichenden Spalten. Sie weisen einerseits auf das wiederholte Aufschliessen der Spalten hin, andererseits erleichtern die Unterscheidung von Gesteinen verschiedenen Alters, die übrigens an ihren allgemeinen lithologischen Merkmalen einander sehr ähnlich sind.

Der Entstehung der Spalten und Risse geht im allgemeinen eine Sedimentationspause voraus. Im Raum von Kardosrét, wo ein gutes Beispiel der lückenhaften Schichtenfolgen angeboten ist, sind die faunenleeren, mit reinem, fibrösem Kalzit ausgefüllten Spalten des fingerbreite weisse Kalzitadern führenden Obersinemurien-Kalkes durch die sowohl lithologisch als auch in Farbe unterschiedlichen, mit dem Material jüngerer Jura-Gesteine ausgefüllten und keinen Kalzit mehr führenden Spalten überschritten. Die ältesten Spalten haben sich noch vor der Ablagerung der Obersinemurien-Sedimente ausgebildet. Neue Spalten sind vor dem neuem Sedimentationszyklus oder auch in Verbindung damit zustande gekommen. Das Aufschliessen der Spalten und Risse ging auch im Laufe der schon angefangenen Sedimenta-

tion weiter von statten, wie es von den zur Verfügung stehenden Angaben der im Raum von Eplény in relativ grösserer Anzahl niedergebrachten Manganerzschurfb Bohrungen bestätigt ist. An mehreren Stellen kommen Schlammrutschungen (Slumpings) vor, die den zum gleichen Sedimentationszyklus gehörenden Gesteinen ein lithologisch heterogenes Gepräge verleihen. Diese Erscheinung wird oft von authigener Brekzienbildung begleitet. In den mit tiefreichenden Spalten charakterisierten Gebietteilen lückenhafter Sedimentation sind die auf Slumpings des in Festwerden begriffenen Schlammes hinweisenden lithologischen Merkmale auch an den Gesteinen, die von den Spalten unabhängig abgelagert sind, zu beobachten.

Im unteren Teil der lückenhaften Ablagerungen treten sehr oft Färbung oder Imprägnation durch Eisen- und Manganoxyd auf. In einigen Gebietteilen, besonders im Raum von Eplény ist diese Erscheinung auch im Gestein der Spaltenfüllungen zu bemerken.

Die unteren Schichten der nach einer Pause in der Sedimentation abgelagerten Bildungen sind bisweilen faunenleer bzw. bestehen sie aus Kalkstein, der nur feine, unbestimmbare Fossilfragmente führt. Solche Gesteine kommen in erster Reihe in Spaltenfüllungen vor. In überwiegender Mehrheit der Fälle führen auch die untersten Schichten der nach einer Sedimentationspause abgelagerten Bildungen Fossilien. In den stark brekzienartigen Schichten sind im allgemeinen nur Schalenentrümmer und Mikrofossilien zu finden. Im Falle der das unmittelbare Hangende bildenden Unter- und Mittellias-Schichten kommen die Hierlatzer Kalksteine mit Brachiopoden, sowie mit pseudoolithischer, kalkschlammpelletiger Textur, von dem Oberlias an auch diejenigen mit Ammoniten verhältnismässig häufiger vor. In diesen Bildungen ist ein bedeutender Teil der Fossilien durch Bruchstücke vertreten. Trotz der Einlagerung in trümmeriger Form kommen relativ häufig Schalenexemplare vor, die mit einer Eisen- und Manganoxydkruste überzogen sind. Die regionale Verteilung der die obenerwähnten lithologischen Merkmale aufweisenden diskontinuierlichen Profile ist im allgemeinen streifenartig.

Dieser Ausbildungstyp und seine Verbindung mit den kontinuierlichen Schichtenfolgen wurden im Raum von Lókút—Eplény—Olaszfalu ausführlicher untersucht.

Die Jura-Ablagerungen des den mittleren Teil dieses Gebietes umfassenden Kávás-Berges, des Lókuter Hügels und von Középhát sind durch lückenhafte Schichtenfolgen umrandet, und zwar im SW durch einen Streifen, der sich am nördlichen Abhang der Berggruppe Papod—Mohoskő in Richtung WNW—OSO im NO durch einen anderen, der am Ostrand der Zone Eperkés-Berg—Eplényer Manganerzgrube in Richtung NNW—SSO verfolgen lässt (Beilage I). Von den beiden Streifen wiederholt lückenhafter Jura—Sedimentation gegen die Mitte des Gebietes mit kontinuierlichem Jura fortgehend, kann man immer vollständigere (Kericser, westliches Borland von Eperkés-Berg), später schon praktisch vollkommen kontinuierliche (Középhát, Lókuter-Hügel, Kávás-Berg) Schichtenkomplexe finden. Die Verbreitung der verschiedenen Ausbildungen und der Fazies — besonders im Unter- und Mittellias — ist im Grossen und Ganzen mit den beiden, durch mehrmalige Sedimentationshiatus charakterisierten Streifen parallel.

Die Faziescharakteristiken, die vertikale und horizontale Verbindung der Ablagerungen untersuchend, können wir als eine allgemeine Tendenz feststellen, dass gegen die Mitte des Verbreitungsgebietes von kontinuierlichem

Jura fortgehend, selbst in einem und demselben Horizont, immer mehrere Tiefwasserablagerungen zu finden sind. Die Vertiefung hat während des Unter- und Mittellias die untere Grenze der neritischen Zone erreicht. Die von dieser Tendenz zeugenden Bildungen wechseln sich in folgender Reihenfolge ab: Kalkstein „Hierlatzer Fazies“, Crinoideenkalk, crinoideen- und spongiennadelführender, sowie spongiennadel- und crinoideenführender Kalkstein, in welchem in Form sich auskeilender Schichten auch roter, ammonitenführender Kalkstein, d. h. „Ammonitico rosso“ im Sinne AUBOUIN's vorzufinden ist. In den Profilen kontinuierlicher Ausbildung stimmt die vertikale Aufeinanderfolge der Bildungen mit der horizontalen Reihenfolge überein, mit dem Unterschied, dass der typische Hierlatzer Kalkstein in diesen Profilen nicht angetroffen werden kann.

Die lithologischen und sedimentären Faziesmerkmale der Oberlias—Dogger-Ablagerungen zeugen — wie erwähnt von zahlreichen früheren Verfassern — von einer weiteren Vertiefung. Das Sedimentationsbecken hat seine grösste Tiefe im Bath—Kallovien, also zur Zeit der Radiolaritbildung erreicht. Der Malm ist wieder durch in kleinerer Tiefe abgelagerte Sedimente vertreten. Die Faziesunterschiede, die im Unter- und Mittellias beobachtete Tendenz der Faziesverteilung blieben bis zum Ende des Jura erhalten.

Den beschriebenen Sedimentationstendenzen werden allein von dem Manganerzkomplex an der Grenze der Mittel- und Oberlias, bzw. im unteren Teil des Toarciens nicht geäussert. Seine Auskeilungslinie kann die durch das unmittelbare Liegende und Hangende bestimmbar Faziesgrenzen überschneiden, bzw. unter verschiedenen Tiefenverhältnissen entstandene Bildungen gleichermassen überdecken.

Die Fortsetzung nach O der im Zug von Papod—Mohoskő und Eperkés-Berg—Eplény auftretenden, mit Hiatus und tiefgehenden liassischen Spaltenausfüllungen charakterisierten Ausbildung haben die auf dem Som-Berg von Olaszfalu bzw. in seiner Nähe abgeteufte Tiefbohrungen aufgeschlossen. Dieser Gebietteil — den beiden obenerwähnten ähnlich — steht auch mit den Rhät—Lias-Kalkzügen Dachsteiner Typs in Verbindung.

b) Abweichend von der bisher beschriebenen Erscheinungsform der lückenhaften Sedimentation ist an einigen Stellen auch paenakkordante Lage zu beobachten (Beilage II, 6/a1, 6/a2, 6/c). Diese Lagerungsweise ist im Falle lückenhafter Sedimentation, meistens für grössere Gebietteile charakteristisch. In diesen Ausbildungsgebieten — trotz Sedimentationshiatus — kann die Tendenz der in den kontinuierlichen Jura-Profilen des Mittelgebirges nachweisbaren Tiefenveränderung auch festgestellt werden.

c) Im Nördlichen Bakony sind auch solche Profile mit Sedimentationshiatus zu finden, die wahrscheinlich den Übergang zwischen den beiden obenerwähnten Typen vertreten. Aus einer und derselben Richtung ausgehend, verknüpfen sich diese lückenhafte Ausbildungen paenakkordanter Lage, die auf grösseren Flächen verbreitet sind. Von diesen letzteren weg sind in den Profilen Sedimentationshiatus von immer grösseren Zeiträumen zu registrieren. Es ist sehr charakteristisch, dass das Liegende der mit Hiatus lagernden Formation relativ gegliedert ist. Im unteren Teil von ihr sind stratigraphisch inhomogene Brekzien häufig zu beobachten. Aber im allgemeinen fehlen die tiefreichenden Spaltenfüllungen. Als Beispiel dieses Ausbildungstyps kann unter anderen ein Teil der Umgebung von Gyenespuszta und Tobánypuszta erwähnt werden (Beilage II. 6/a, b).

Die Profile von Gyenespuszta geben ein gutes Beispiel für die Faziesveränderungen, die zwischen lückenhaften Formationen innerhalb kleiner Entfernungen auftreten. Da sind drei Komplexe verschiedener Ausbildung des Mitteldogger bekannt: braunroter, feinkörniger Kalkstein, in der Basis mit kleinen sich auskeilenden Posidonien-Lumaschellen, im dessen untersten Teil stellenweise auch Brekzien aus eckigen Trümmern des Lias-Kalksteines Dachsteiner Typs zu finden sind; roter, braunroter Kalkstein, „Hierlatzer Fazies“; roter, braunroter stellenweise auch Ferromanganoxydknollen führender Ammonitenkalk.

Im „Zircer-Becken“ von vielen Hinsichten glücklicher Lage, wo auch die am nördlichsten gelegenen, an anderen Stellen nicht mehr prüfbaren Ausbildungen der mesozoischen Synklinale von Bakony zu finden sind, wurde das Studium der Gesetzmässigkeiten der Faziesverteilung möglich. Das im N gelegene Pendant des im Raum von Lókút—Eplény—Olaszfalu bekannten Faziesbildes kann in den lückenhaften Profilen von Porva—Fenyőfő—Kardosrét und in den sich denjenigen südwärts anschliessenden kontinuierlicheren Schichtenfolgen erkannt werden. Zwischen den beiden Gebieten sind kontinuierliche Schichtenfolgen zu finden. Davon zeugen die Ausbisse im Raume von Zirc.

III. Diagenetische Prozesse

a) Die Entstehungsumstände der schon in der Beschreibung der mikroskopischen Gesteinsmerkmale besprochenen Pseudoolithe weisen auch auf die Beschaffenheiten des einen bedeutenden Teil des Sedimentes bildenden Kalkschlammes hin. Die Pseudooide, die infolge der Auflockerung des in Festwerden begriffenen Kalkschlammes zustandegekommen sind, lassen sich nämlich eigentlich darum erkennen, weil zwischen dem Pseudooid und dem das Grundmittel bildenden Schlamm schon zur Zeit der Ablagerung ein gewisser Unterschied im Grad der Diagenese bestand.

b) Es wurde schon von mehreren ungarischen und ausländischen Verfassern beobachtet, dass kieselschalige Radiolarien unter „normalen“ Bedingungen — bei fast vollkommener Erhaltung ihrer Form — in bestimmten Gesteinen sehr häufig mit Kalzitschalen auftreten.

Die Jura- und Unterkreide-Ablagerungen von Bakony, die miteinander regional eng verbunden sind, führen sehr oft Mikrofossilien mit Kieselskelett. Das sind in den Unter- und Oberlias-Sedimenten gewöhnlich monaxone und tetraxone Kieselschwämme, in untergeordneter Menge Radiolarien. In den oberjurassischen, bzw. in den tieferen Unterkreide-Bildungen zeugen im allgemeinen die Radiolarien von dem ehemaligen Vorhandensein von „Organismen mit Kieselskelett“ während in den Unterkreide-Sedimenten höherer Lage — besonders in den — crinoideen- und hornsteinführenden Schichten neben den in den Hintergrund geratenen Radiolarien, wiederum Spongienadel in grösseren Mengen auftreten. Diese Schichten enthalten im allgemeinen verschiedene Mengen von Hornsteinknollen bzw. Hornsteinlagen unregelmässiger Form.

Die Entstehung der hornsteinknolligen Hornsteinkalke steht nach mehreren Verfassern mit entsprechender kieselig Fossilführung in Verbindung. L. Kovács (1956) erklärt die Entstehung der Lias-Hornsteine von Kávás-Berg

und des Lókuter-Hügels mit der starken Vermehrung der Kieselschwämme. Bei der Deutung der Ausbildung der Bath—Kallovien-Radiolarite desselben Gebietes hat er ein von Kieselsäure übersättigtes Meer und neben der massenhaften Vermehrung von Radiolarien auch chemische Kieselausscheidung vorausgesetzt.

Auf die Möglichkeiten der Kieselausscheidung unmittelbar aus dem Meereswasser weist auch E. VADÁSZ (1952, 1953, 1960) hin. Bei der Charakterisierung der Jura-Komplexe im Mittelgebirge betont er als Grundzüge, die folgenden lithologischen Merkmale: pelagische Sedimentation, fast vollkommenes Fehlen des groben oder feinen klastischen Materials terrigener Herkunft, vollkommenes Fehlen von Vulkaniten und chemische Kalkausscheidung, begleitet von biogenen Elementen bzw. chemische Sedimentation durch Kieselausscheidung.

Eine geochemische Deutung wurde von E. SZÁDECZKY-KARDOSS (1955) gegeben, der die Entstehung der Hornsteinknollen auf diagenetische Redoxpotenzialabnahme durch organisches Material zurückgeführt hat. Nach seiner Meinung macht das im Laufe der Zersetzung verstorbener Organismen entstandene Ammoniak den Schwamm alkalisch. Unter seiner Wirkung löst sich das Kieselmaterial auf und migriert entsprechend der allgemeinen diagenetischen Strömung gegen die Sedimentoberfläche, dann scheidet sich in ihrer Nähe, infolge der Ammoniakoxydation, in Form von Kieselknollen, Kieselagen usw. aus. Den Ablauf der Kieselknollenbildung führt er dagegen auf die Wirkung von Kalklauge unter stärkeren Oxydationsumständen zurück. Die Hornsteine von zweierlei Genese unterscheiden sich seiner Beurteilung nach auch in Farbe. Im ersten Falle wird der Hornstein von dem organischen Material dunkel gefärbt, während er im zweiten Falle wegen des Ferrieisengehaltes häufig eine braune Farbe besitzt.

Im Laufe der mikroskopischen Untersuchung der einzelnen Gesteinstypen war sehr oft die teilweise oder vollkommene Umkalzitisierung der Radiolarienskelette und der Kieselschwammnadeln zu beobachten. Im Falle der Hornsteinknollen und Hornsteinlagen unregelmässiger Form enthaltenden Hornsteinkalke bzw. der kalkigen Hornsteine kann auch innerhalb derselben Schicht bemerkt werden, dass in den hornsteinfreien Teilen der Schicht der grösste Teil der kieselchaligen Fossilien kalzitisiert ist. In den Hornsteinknollen und — lagen bzw. in den mit Kiesel impregnierten Teilen sind sowohl die Radiolarien als auch die Schwammnadeln überwiegend verkieselt. An diesen Stellen wurde der ehemalige mikrokörnige Kalkschlamm und das Material der meistens fein- bis feinkörnigen karbonatischen Fossilfragmente von Kiesel ersetzt. Die grösseren, ursprünglich ebenfalls aus Karbonat bestandenen Fossilskelettelemente sind oft nur teilweise verkieselt bzw. haben sie in den einzelnen Fällen ihre Form, sehr selten einen gewissen Teil ihrer Struktur aufbewahrt und auf diese Art sind sie Kieselknollen geworden. An den klastischen Quarzkörnern von Zehntel-millimeter-Grösse und Zehntelprozent-Menge der Hornsteinkalke — deren Grösse die der Kieselkelettelemente, besonders der Kieselschwammnadeln nicht übertrifft — sind aber Korrosionspuren kaum zu beobachten. In diesen Bildungen haben sich einerseits die Auslösung der Reste von Kieselorganismen, andererseits eine örtliche Verkieselung und gleichzeitig damit eine Karbonatauflösung hervorrufende Vorgänge abgespielt.

Es sind auch solche mikrokörnigen Gesteinstypen zu finden, die die Spuren dieser Vorgänge nur in sehr geringem Masse aufweisen. In diesen sind

die Fossilfragmente karbonatischen Materials bzw. die kleineren Fossilien unversehrt, von Lösungsprozessen zeugen sie nicht. Die Radiolarien sind in überwiegender Mehrheit von kieseligem Material, aber im allgemeinen umkristallisiert. Ihre Form ist weiterhin charakteristisch, aber die Struktur ist nur in manchen Fällen erhalten geblieben. Bei diesen ist die Hornsteinführung der Knollen im Vergleich mit dem von den Radiolarien vertretenen Kieselgehalt beinahe gleichmässiger Verteilung, fallweise im Vergleich mit demjenigen des Ganzen des Gesteines gewöhnlich von geringer Bedeutung.

Die Hornsteinknollen—Hornsteinlagen enthaltenden, seltener vorherrschend hornsteinführenden Bildungen weisen innerhalb des Schlammes bzw. des Gesteines auf beinahe im Gleichgewicht befindliche Prozesse hin, die zum Teil die Lösung von Kieselorganismen, zum Teil Kieselausscheidung und die Lösung der karbonatischen Bestandteile hervorgerufen haben. Es ist beachtenswert, dass die spärlichen Ammoniten dieser mittelliasischen spongiennadel-, crinoideenführenden Hornsteinkalke derartigen Gepräges im allgemeinen von einer sehr schlechten Erhaltung sind. In den Teilen gesteigerter Hornsteinführung sind ausserordentlich schlecht erhaltene Steinkerne zu finden. In einigen Bildungen haben die Lösungsprozesse in einer gewissen Richtung gewirkt. Es können solche radiolarienführenden Kalke beobachtet werden, bei denen eine Hornsteinbildung trotz der starken Kalzitisierung der zahlreichen Radiolariengehäuse gar nicht oder kaum aufgetreten ist. Eine gegenteilige, die Auflösung der kalzitischen Komponente verursachende Verschiebung kann im Falle des Bath—Callovien-Radiolarits registriert werden. Diese Bildung entwickelt sich häufig plötzlich, mit einer sehr geringen Übergangszone aus dem posidonien- und paleotrixführenden Kalk plattiger Hornsteinlagen. Im Raum von Lókút ist eine längere Übergangszone zwischen den beiden Bildungen zu finden (Bohrung 1, 2). Hier sind im oberen Teil der posidonien- und paleotrixführenden Schichtenfolge plattiger Hornsteinlagen aus Radiolarit bestehende Zwischenlagen zu bemerken. Dann, trotz des kalkigen Liegenden herrscht immer mehr der Radiolarit vor. Die Radiolaritbildung wird von der gesteigerten Auflösung der karbonatischen Fossilien, fallweise von ihrem vollständigen Verschwinden begleitet.

Die mineralogisch-geochemische Untersuchung dieses Gesteines eigenartigen lithologischen Charakters haben wir gemeinsam (GY. BÁRDOSSY—J. KONDA—S. SIK RAPP.—V. TOLNAY, 1965) durchgeführt. Es wurden zwei, bzw. drei Radiolarittypen nachgewiesen. 1. Die im allgemeinen porösen Abarten enthalten mehr oder weniger, manchmal bedeutende Mengen von Cristobalit. Der Cristobalit ist in diesen Bildungen aus dem amorphen Kieselmaterial der Radiolarien entstanden und er bezeichnet eine Phase der Kristallisationsreihe von dem amorphen- bis zum Quarz-, bzw. von dem Chalcedon- bis zum Quarz-Zustand. 2. Der zweite Radiolarittyp wird von den sowohl im porösen Radiolarit als auch im anderen Gesteinen auffindbaren, radiolarienführenden Hornsteinabarten vertreten, die aus Chalcedon und Quarz bestehen. 3. Schliesslich können die Gesteine nach der gebrauchten Nomenklatur als Radiolarit betrachtet werden, deren durch Radiolarien vertretener Kieselgehalt 50% übertrifft, obwohl das Bindemittel ein mikrokörniger Kalkstein ist, der karbonatische Fossilien bzw. Fossilfragmente enthält.

Im Laufe der von diesem Arbeitskollektiv durchgeführten Untersuchungen hat GY. BÁRDOSSY — mit Anwendung der Angaben von CORRENS und KRAUSKOPF über die Lösungsverhältnisse der Kalziumkarbonate und des Silizium-

dioxyds — festgestellt, dass unter den Konzentrations- und pH-Verhältnissen der natürlichen Kalkschlamme — welche Verhältnisse von den Zersetzungsprodukten verstorbener Organismen nicht oder nur in geringem Masse beeinflusst sind — die Auflösung von Kalziumkarbonat und Kieselsäure eine chemische Grenzerscheinung ist (1965). In solchen Schlammen kann selbst eine geringe Veränderung der pH-Verhältnisse an einer Stelle die Auflösung von Kalziumkarbonat, an einer anderen Stelle die Auflösung von Kieselsäure zur Folge haben.

In dem aus Cristobalit bestehenden Radiolarit — abweichend von anderen radiolarienführenden Gesteinen — bewahren die Radiolarien relativ häufig auch ihre Feinstruktur. Der Cristobalitgehalt des Gesteines kann auf die Umkristallisierung des einstigen amorphen Materials dieser Radiolariengehäuse zurückgeführt werden.

Die Radiolarien bzw. im allgemeinen die „kieselskelettigen Organismen“ besitzen die Fähigkeit das zum Aufbau ihrer Skelette nötige Kieselmaterial aus einem mit Kieselsäure unübersättigten Meereswasser zu gewinnen bzw. ihre Skelette (und das gilt auch für die Exocoehlia!) in einem an Kieselsäure armen Medium vor der Auflösung zu bewahren. Nach dem Versterben der Organismen, wenn im Laufe des wahrscheinlich bakteriellen Abbaus dieser „organische Schutz“ aufhört, löst sich das amorphe Skelettmaterial der Radiolarien leicht auf. Anhand derartiger chemischer Vorgänge der Diagenese kann die Auflösung der Radiolarienskelette bzw. die Abstammung des zur Ausbildung der Hornsteinknollen, im allgemeinen der Hornsteinabarten notwendigen Kieselmaterials erklärt werden. Im Laufe der Neuausscheidung des aufgelösten Kieselmaterials hat sich eine SiO_2 -Modifikation ausgebildet, die weniger lösbar ist, als die amorphen Radiolarienskelette.

Das Material der Hornsteine hat sich im Laufe der Röntgenuntersuchungen als Quarz bzw. Chalcedon — Quarz erwiesen.

Das Material der Radiolarien die nur ihre Umrisse aufbewahrt haben, stimmt mit demjenigen der Hornsteine überein; es ist im allgemeinen Chalcedon-Quarz. Ihre Ausbildung im untersuchten Gestein zeugt von zur Auflösung des Kieselmaterials günstigen Umständen und sie kann mit örtlicher Materialumordnung gedeutet werden.

Der Radiolarit, der auch aus amorphen Material und aus Cristobalit bestehende Radiolarienskelette guter Erhaltung enthält, weist auf solche gleichsinnige Tendenz der diagenetischen Vorgänge hin, die die Radiolarienskelette, mindestens an einigen Stellen, vor einer Auflösung fast vollkommen behütet hat.

Unseren Untersuchungen nach sind die Jura-Hornsteine des Bakony die Produkte diagenetischer Prozesse. (Eine Ausnahme bilden die hauptsächlich in Eplény geförderten, früher schon einer mineralogischen Untersuchung unterworfenen kieseligen Manganerze, von deren Neuuntersuchung im Rahmen dieser Arbeit abgesehen wurde.) Ihre Ausbildung beanspruchte also nicht die Übersättigung an Kieselsäure des Meereswassers. Also die kieselschwammnadelführenden Hornsteinkalke zeugen nicht von einem an Kieselsäure besonders reichen Meereswasser, sondern nur von einem — bei Bewertung der Fazies- und der paläogeographischen Verhältnisse in Betracht zu nehmenden — zur Vermehrung der Spongien günstigen bionomischen Milieu bzw. von eigenartigen diagenetischen Prozessen.

c) In den ammonitenführenden Sedimenten sind neben den vorherr-

schenden Ammonitensteinkernen in einigen Gesteinstypen mit Manganoxydkruste überzogene Stücke, sehr häufig Schalenexemplare zu finden. Mit der Detailuntersuchung und Erklärung dieser Erscheinung hat sich in Ungarn L. Kovács befasst (1956, 1963, 1965a, b). Seiner Theorie nach hätte das im Laufe der Zersetzung der zum stillwässerigen, schlammigen Beckengrund gekommenen Ammonitenleichen entstandene Ammoniak bzw. das Ammoniumhydroxyd den aufgelösten Mangan Gehalt des Meereswassers in Form von $Mn(OH)_2$ gefällt. Dieses, unter der Wirkung des im Wasser aufgelösten Sauerstoffes, wurde sofort oxydiert und in $Mn(OH)_4$ umgewandelt, und auf diese Art wurde der Vorgang irreversibel. Diese örtliche Manganausscheidung dauerte bis zur vollständigen Zersetzung der Leiche bzw. bis zum Aufhören der Ammoniakproduktion an. Das $Mn(OH)_4$ hat sich im Laufe der Diagenese infolge Verdichtung durch die abgelagerten Sedimente in MnO_2 umgewandelt.

Kalksteine, die mit einer Mangan- und Eisenoxyd inkrustierte Fossilien, Ammoniten, Gastropoden, Muscheln und Skelettfragmente von Echinodermen führen, enthalten sehr häufig Mangan- und Eisenoxyd knollen, seltener auch „kuchenartige“ Formen von einer mit der Schichtung beinahe parallelen Lage. Die grösseren Knollen bestehen in manchen Fällen aus konzentrischen Schalen, die Karbonatmaterial in erheblicher Menge enthalten. In einigen Gesteinen lassen sich mit der Schichtung fast parallele, in der oberen Hälfte aufgelöste Ammonitenschalen beobachten. Die untere, in den einstigen Schlamm eingedrückte Seite von diesen ist häufig inkrustiert und, unter der Kruste, von guter Erhaltung.

Unter Berücksichtigung dieser obenerwähnten Erscheinungen, der im Laufe der Untersuchung der Hornsteinbildung erkannten und sehr oft auch in diesen Gesteinen auftretenden Vorgänge bzw. der bereits vorliegenden Teilergebnisse der angefangenen geochemischen Untersuchungen lässt sich selbst der Prozess der „Manganisierung“ erklären.

Auf Grund der Angaben der geochemischen Literatur ist das „transfer percentage“ von Mangan ins Meereswasser und auf diese Art der Mangan Gehalt desselben ziemlich gering. An im Schwebezustand transportierten Tonmineralien gebunden kann Mn in relativ grösserer Menge sogar in die weit von den Küsten befindlichen Beckenteile geraten. Unseren geochemischen Untersuchungen nach ist die Manganführung der Jura-Kalke, gemeinsam mit mehreren Spurenelementen in erster Reihe an die tonigen Fraktionen der Gesteine gebunden. Die „Manganisierung“ kann auf diese Weise mit der auf frühdiagenetische Prozesse zurückführbaren Mobilisierung und Neuausscheidung der dispersen Manganführung des schon abgelagerten Schlammes erklärt werden. Diese diagenetischen Prozesse, obwohl sie im untersuchten Raum keine Manganerzanhäufung industriellen Wertes produziert haben, müssen auch in der Ausbildung der kleineren—grösseren Manganerzknollen bzw. des sog. „Knollenerzes“, die in den Tonlagen des manganerzführenden Schichtenkomplexes zu finden sind, eine gewisse Rolle gespielt haben.

B) DIE FRAGE DER MANGANERZBILDUNG

Manganerzspuren wurden zunächst in 1874 von J. Böckh (1874) und dann in 1911 von E. VADÁSZ (1911) erwähnt, der die grundlegende Beschreibung der Jura-Ablagerungen des Südlichen Bakony-Gebirges vorgenommen hat. In den zitierten Arbeiten gibt es keine Hinweise auf Mangangewinnungsmöglichkeiten.

Das Manganerzlager wurde im Jahre 1917 in Úrkút im Laufe Kohleschürfarbeiten aufgeschlossen. Bei der ersten geologischen Einschätzung des im Schürfschacht aufgeschlossenen Erzlagers erschien interessanterweise die Idee, dass die Erzbildung während des Jura stattgefunden hatte, aber diese Idee wurde dann schnell vergessen und ihren Einzelheiten erst in den späteren Phasen der Erkundungsarbeiten bestätigt (D. PANTÓ 1928, F. SCHAFARZIK 1918).

Das zufällig aufgeschlossene Manganerzlager hat auf die weiteren Sucharbeiten eine anspornende Wirkung ausgeübt. Im Raum des Csárda-Berges, wo an der Tagesoberfläche oxydische Manganerztrümmer vorhanden waren, hat man die Erkundungs- und Ausrichtungsarbeiten, später die Mangangerzgewinnung angefangen. Von diesem Zeitpunkt an bis zum Ende der fünfziger Jahre wurden unsere geologischen Kenntnisse bezüglich des Manganerzes in erster Reihe durch den Bergbau bzw. die Ergebnisse der Erkundungs- und Ausrichtungsarbeiten für die Erweiterung der bekannten Lagerstätten wesentlich vermehrt. Die Hypothesen über die Zeit und der Umstände der Erzbildung beruhten im allgemeinen auf den Angaben der geologischen Untersuchung einzelner Aufschlüsse bzw. einzelner Reviere.

Die Untersuchung und die Verallgemeinerung der Untersuchungsergebnisse des manganerzführenden Komplexes, der auf der Karstoberfläche des Unterlias-Kalkes „Hierlatzer Typs“ von Csárda-Berg in Úrkút gelagert und durch eoäne Bildungen gedeckt ist, haben zur Hypothese eines „paleozänen Sumpferzes“ geführt.

Der Aufschluss des Úrkúter Manganerzes mit kretazischem Hangenden hat Anlass zu weiteren Untersuchungen und einer geologischen Neueinschätzung gegeben. Das Manganerz des Csárda-Berges ist nach A. FÖLDVÁRI von sekundärer Lage und von untereoänem Alter. Die neu erschlossenen Lager betrachtet er als die heteropische Fazies des Bauxits und auf Grund des Hangenden reiht er sie in die Unterkreide ein (1953). Diesen obigen Standpunkt haben weder die Untersuchung des oxydischen Manganerzes vom Eplényer Tagebau (1940), noch die zu Beginn der dreissiger Jahre, im Raum von Úrkút vorgenommene geologische Aufnahme geändert. Dieselbe Auffassung wird auch durch die Zusammenfassung der bis zur Mitte der dreissiger Jahre gewonnenen Ergebnisse widerspiegelt (E. VADÁSZ 1935). Dabei wurden einige neue Überlegungen zu den früheren geologischen Kenntnissen hin zugefügt.

Die Erkundungs- und Ausrichtungsarbeiten für die Erweiterung der Mangangerzgewinnung und die Bewertung der damit verbundenen wesentlich ausführlicheren Untersuchungsergebnisse haben bis zum Beginn der fünfziger Jahre zu weiteren Kenntnissen, zur Erkennung und Bestätigung der marinen Ausbildung liassischen Alters und zum Nachweis des karbonatischen Manganerzes geführt (J. NOSZKY jun. 1952, 1959). Dieser Erkennung zu-

folge wurde auch der Problemenkreis der Erzlager mit kretazischem bzw. eozänem Hangenden weiter erläutert. Nach den Untersuchungsergebnissen von L. SIKABONYI und J. CSEH-NÉMETH hat sich in der Basis von transgressiven Unterkreide- und Eozän-Ablagerungen befindliche oxydische Manganerz infolge Auflockerung und geringerer Umlagerung des primären Erzes und durch Oxydation des karbonatischen Erzes ausgebildet (J. CSEH-NÉMETH 1958, L. SIKABONYI 1954).

Die kritische Zusammenfassung und Bewertung der Ergebnisse im Zusammenhang mit den Ausrichtungsarbeiten und der am Anfang der fünfziger Jahre weitgehend in Angriff genommenen, ziemlich mannigfaltigen geologischen Substanzprüfungen hat E. VADÁSZ durchgeführt (1952). Seine Hypothese betreffs der Ausbildung der Manganerzlager kann mit dem folgenden Zitat charakterisiert werden . . . „Das Aufhören der Kalkausscheidung und das Einsetzen der Kalkauflösung wurde von der Veränderung des Wassertemperatur hervorgerufen. Die bisherigen Aufschlüsse zeugen davon, dass die konzentrierte Bildung des Manganerzes und die damit verbundene starke Auflösung keine allgemeine, sondern im gegebenen Masse lokalisierte Erscheinung ist, was in dieser Form auf kalte Bodenströmungen zurückzuführen ist.“ Die Manganerzbildung erklärt er also — unter Berücksichtigung des „pelagischen Charakters“ der Jura-Ablagerungen — mit durch kalte Meeres-Strömungen bedingten Auflösungs-Neuausscheidungsprozessen. Neben Mitteilung seiner Theorie über die Manganerzbildung betont er die zu seiner Zeit noch unklaren Fragen der Jura-Ablagerungen des Mittelgebirges. Die wissenschaftliche und volkswirtschaftliche Bedeutung der Lösung des Manganerzproblems einschätzend, bringt er seine Meinung wie folgt zum Ausdruck: . . . „Die paläogeographischen Probleme der Jura-Stratigraphie von Bakony haben ihre Wurzeln in den makroskopischen und mikroskopischen Merkmalen der Sedimentation. Ihre baldige tiefgehende Klärung ist zugleich der Schlüssel der weiteren Erkundungsarbeiten auf Manganerz. All diese, im Jura des Ungarischen Mittelgebirges zur Gültigkeit kommenden Erscheinungen brauchen eine sehr ausführliche Ermittlung und eine eingehende Materialprüfung.“

J. NOSZKY JUN. (1952, 1961) bringt die Manganerzbildung, der oben ausgeführten paläogeographischen Vorstellung ähnlich, mit den schlecht belüfteten, tieferem Bodenverhältnissen (kleineren Mulden) des Sedimentationsbeckens gegliederten Untergrundes in Verbindung. Die Bestätigung seiner Hypothese ohne Begründung der Probleme der Materialzufuhr, sieht er einerseits im Pyritgehalt der karbonatführenden Manganerzlager bzw. in dem — im Erzliegenden stellenweise auftretenden — seiner Meinung nach als Rest des unter tiefmarinen Umständen dekalzinisierten Gesteines betrachteten mehrlartigen — Kieselmaterial, andererseits im stellenweisen Vorkommen im Erzhangenden des bunten Cephalopodenkalkes des Toarcien, den er als tiefmarines Sediment betrachtet.

Mit ähnlichen, aber nicht unbedingt tiefmarine Verhältnisse bezeichnenden Vertiefungen des Untergrundes verbindet auch L. KOVÁCS (1956, 1963, 1965a, b) die Manganerzbildung. Die Manganausscheidung erklärt er mit der relativ schnellen Oxydation von $Mn(OH)_2$ zu $Mn(OH)_4$, nachdem $Mn(OH)_2$ von dem im Laufe der Zersetzung verstorbener Organismen ins kaum belüftete nur sehr schwach oxydationsfähige Meereswasser eingeführten Ammoniak ausgeschieden wurde. Die Rolle der Materialzufuhr wird seiner Meinung nach

von einer Ionenmigration, die infolge Konzentrationsunterschiede anhand Ausscheidung zustandegekommen ist, gespielt.

Anhand der Angaben der sowjetischen Fachliteratur über die Genese grosser sedimentärer Manganerzlagerstätten taucht auch die Idee einer damit analogen Entstehung auf. Die in den unter Abbau genommenen Gebieten auf diesem Grund angefangene und jetzt schon durch bedeutendere Substanzprüfungen unterstützte Schürfarbeiten (J. CSEH-NÉMETH 1958) hätten aber ohne grundlegende Kenntnis der fernerer Umgebung des Erzreviers zu einer Bestätigung der wahrgenommenen Analogie nicht führen können.

Jede der aufgezählten Hypothesen beantwortet mehrere oder weniger Teilfragen des Manganerzproblems, doch ergeben sie im allgemeinen kein verhältnismässig harmonisches Bild der Kenntnisse. Sie geben keine Antwort auf die von den Manganerzkerkundungsarbeiten angeregte praktische Frage: Auf welche Teile des ganzen Jura-Verbreitungsgebietes im Ungarischen Mittelgebirge sollten die weiteren Sucharbeiten gerichtet werden? Allerdings können die von Meeresströmungen hervorgerufenen Lösungsprozesse, bzw. die schlecht belüfteten Vertiefungen des Beckenuntergrundes ohne Kenntnis ihrer regionalen Verbreitung, im ganzen Jura-Gebiet des Gebirges erkundet werden. Ähnlich ist der Fall auch bei der analogisierten Arbeitshypothese, weil im Falle einer küstennahen Erzbildung man die Küstenlinie des „offenen Archipels“ mit Sicherheit nachweisen sollen hätte.

Die Lösung der Manganerzfrage haben wir im Laufe der aufs Ganze des Bakony bezogenen und demzufolge notwendigerweise übersichtlichen, die Ermittlung der paläogeographischen Verhältnisse bezweckenden lithologischen und Fazies-Untersuchungen versucht. Mit den geologischen Aufnahmen verbundene Detailuntersuchungen wurden in der unmittelbaren Umgebung des Eplényer Erzreviers durchgeführt.

Die Untersuchungsergebnisse betreffs der Manganerzbildung können kurz in den folgenden zusammengefasst werden. Nimmt man das Ganze des Mittelgebirgsjura in Betracht, so sind die manganerzführenden Schichtenkomplexe räumlich an lückenhafte Ausbildungen von Randlage gebunden. Dadurch wird die zunächst von A. FÖLDVÁRI, dann mehr als zwei Jahrzehnte später von J. CSEH-NÉMETH hervorgehobene Tatsache, dass die Lagerstätten Űrkút und Eplény am Rande des Jura-Verbreitungsgebietes, im Grossen und Ganzen parallel mit dem Streichen des Mittelgebirges zu finden sind, erklärt.

Die lückenhaften Schichtenfolgen lassen sich in der weiteren Umgebung der Űrkúter Lagerstätte an dem Kakastaraj-Berg und die den Beckenrand markierenden liassischen Spaltenfüllungen auch im aufgelassenen Tagebau Csárdahegy verfolgen.

In Eplény ist die den grössten Teil des manganerzführenden Komplexes umfassende Jura-Serie von infolge periodischer Trockenlegungen diskontinuierlichen Jura-Schichtenfolgen umgeben, die in der NO-SW streichenden Papod-Mohoskő-Zone und in der N-S gerichteten Zone Eperkés-Berg—Eplényer Manganerzlagerstätte liegen. In diesem Gebiet tritt der Manganerzkomplex in folgender Verbreitung und mit folgenden Merkmalen auf.

Der östliche Teil des, dem Kishát anschliessenden, durch den Bergbau erschlossenen Gebietes bzw. sein Rand werden von lückenhaften Jura-Ausbildungen charakterisiert. Ein Teil dieses, sich gegen O den triadischen Kalkkomplex mit einer Verwerfung anschliessenden Gebietes ist noch vor dem Miozän einer Denudation zum Opfer gefallen und enthält aufgelok-

kertes, umgelagertes Erz, das durch Schürfb Bohrungen aufgeschlossen wurde. In der unmittelbaren Nähe des Schachtes wird der manganerzführende Schichtenkomplex durch schwarze, gelbe seltener rote Tonschichten begleitet und vorherrschend durch oxydisches Erz charakterisiert. Von diesem Gebietteil gegen N, NW und W bzw. W weg ist im Hangenden des oxydischen Erzes mit häufigen, an organischen Material reichen Tonlagen auch wenig karbonatisches Erzführender Radiolarienmergel zu verfolgen. Im Raum des in Richtung W liegenden Lókúter Hügels ist das Übergewicht des Radiolarienmergels zu beobachten. Sowohl in NW- als auch in W-Richtung kann ein Faziesschluss, ein Übergang in erzfreie Kalksteine beobachtet werden. Als Fortsetzung von S, SW des manganerzführenden Schichtenkomplexes, auf dem Kávás-Berg lässt sich die (anderthalb, höchstens zwei Meter mächtige) oxydische Flözgruppe in Form von nur geringes Erzführendem, gelbem, rotem und schwarzem Ton verfolgen. Im Profil des mit dem Kávás-Berg benachbarten Teiles des Lókúter Hügels — das die Verbindung mit dem durch das Übergewicht von Radiolarienmergel charakterisierten Gebiet bezeichnet — sind unter dem dünnen Radiolarienmergel und den nur geringes oxydisches Manganerz führenden Tonschichten, als erste Spuren des manganerzführenden Komplexes dünne, kalkige Tonlagen im liegenden crinoideenführenden Hornsteinkalk zu finden. Eine fernere, schon durch erzfreie Tone vertretene Fortsetzung des oxydischen Manganerzes wurde südlich vom Kávás-Berg, auf dem Kamm von Középhát aufgeschlossen. Auf dem, W davon liegenden Kericser wird der manganerzführende Schichtenkomplex durch eine schwache „Manganisierung“, begleitet von geringen Tonlagen, charakterisiert. Der manganerzführende Schichtenkomplex tritt also in Form einer sich auskeilenden Fazies auf. Neben der vollständigen Auskeilung des Manganerzkomplexes, als Fazies lässt sich innerhalb der Schichtengruppe auch lokale Auskeilung beobachten. Darauf weisen die Ausbildungen des Gebietteiles zwischen der unmittelbaren Schachtnähe und dem NW-Teil des Kávás-Berges hin. Die Erklärung dieser örtlichen Hiatus im manganerzführenden Komplex ist von den im Gange befindlichen Detailuntersuchungen zu erwarten.

Das unmittelbare Hangende des manganerzführenden Komplexes ist im nur anhand seiner Umrisse dargestellten Gebiet gar nicht von gleicher Ausbildung. In den ausführlicher untersuchten Profilen sind die folgenden unmittelbaren hangenden Gesteinstypen zu beobachten:

Im Raum des alten Eplényer Tagebaus ist das Hangende — auf Grund der heutigen, schlecht beurteilbaren Aufschlussverhältnisse — ein auch schlecht erhaltene ammonitenführender roter, toniger, knolliger posidonien-paleotrixführender Kalk, in seinem oberen Teil mit Hornsteinlagen. Im Profil, das am Ende des Lókúter-Hügels gegen den Kávás-Berg aufgeschlossen ist, lagert über dem Radiolarienmergel ein Plattenkalk mit Hornsteinlagen und Posidonienfauna. Das auf dem Kávás-Berg auffindbare unmittelbare Hangende besteht aus glaukonitführendem Crinoideenkalk, in dem der Glaukonitgehalt an Fossilien gebunden ist und sich meistens als Ausfüllung von Foraminiferen, kleineren Gastropoden zeigt. Auf dem Kamm des Középhát tritt, als unmittelbares Hangendes, ein roter, zum Teil grauer, klein- und mittelkörniger, crinoideenführender Kalkstein, der plattige, posidonien- und paleotrixführende Kalkzwischenlagen enthält, auf. Auf dem Kericser und in der Bohrung Lókút-2 befinden sich roter, feinkörniger, crinoideen-

führender Kalk, bzw. wenig toniger, knolliger, glaukonitführender Crinoideenkalk.

Die derartigen Faziesveränderungen des unmittelbaren Hangenden innerhalb relativ geringer Entfernung stellen im wesentlichen, gleich den Unter- und Mittellias-Bildungen, die an die diskontinuierlichen Schichtenfolgen gebundene Faziesverteilung dar. Der durch die liegenden und die unmittelbaren hangenden Bildungen bedingten Faziesverteilung folgt, nach den Streifen von lückenhafter Ausbildung, der manganerzführende Schichtenkomplex nur soweit, dass die karbonatischen Erzspuren und die Erzlager sich im Raum der inneren Faziesgruppe konzentrieren. Die Auskeilungslinie des manganerzführenden Komplexes überquert aber den Ablauf der Fazieszonen des Hangenden und des unmittelbaren Liegenden. In dieser, aus — durch die oben beschriebenen Faziesveränderungen charakterisierten — Gesteinen chemisch-biogener Herkunft bestehenden Umgebung kann die küstenferne, pelagische Ausbildung des, mit selbständigen Tonlagen auftretenden, sich auskeilenden, die unter verschiedenen Tiefenverhältnissen entstandenen liegenden Bildungen als eine Hülle bedeckenden, manganerzführenden Komplexes nicht wohl begründet wahrgenommen werden. Falls neben dem beschriebenen Faziesbild die verkohlten Pflanzen- und die auch in der Literatur erwähnten verkieselten Holzreste der manganerzführenden Serie in Betracht genommen werden, müssen wir den manganerzführenden Komplex für feines, zum Teil in Ionenzustand, zum Teil in kolloidaler Form transportiertes terrigenes Material halten. Die scheinbar an den Treffpunkt der, auch durch gewisse tektonische Aktivität charakterisierten von NW gegen SO bzw. von N gegen S gerichteten Zonen von diskontinuierlichem Jura gebundene Lage des manganerzführenden Komplexes inspiziert uns zur Annahme, dass die stellenweise bedeutendere Zufuhr des an Kolloiden und an feinem organischem Material reichen terrigenen Materials durch den, aus triadischen Bildungen bestehenden Rand des Sedimentationsbeckens auf tektonische Präformierungen zurückgeführt werden könnte.

Die Manganerzlager industriellen Wertes haben sich also, von paläogeographischen, tektonischen, faziologischen und geochemischen Gesetzmässigkeiten bedingt in bestimmten Räumen des Sedimentationsbeckens, unweit von Punkt, wo sie ins Sedimentationsbecken gekommen sind, ausgebildet. Die an vielen Stellen der alpin-karpatischen Synklinale, so auch im Jura-Gebiet des Mittelgebirges allgemein verbreitete „Manganisierung“ ist aber keine, mit der Erzbildung gleiche Erscheinung. Sie ist im Jura des Mittelgebirges, besonders von dem Obersinemurien bis zum Tithon an, häufig. Ihr Auftreten kann in erster Reihe mit solchen paläogeographischen Verhältnissen erklärt werden, unter denen die Materialzufuhr ins Sedimentationsbecken relativ bedeutend und fast frei von klastischen Bestandteilen war. Dieses, im Schwebezustand transportierte Material kommt in grösserer oder kleinerer Menge fast in alle Teile des Sedimentationsbeckens hin und es erhöht in bedeutendem Masse den Tonmineral- bzw. Eisen- und Mangangehalt und die Spurenelementführung der karbonatischen Sedimente. Im Laufe der Diagenese mobilisiert und neuausgeschieden, kann der in den Sedimenten derartig feindispers verteilte Eisen- und Mangangehalt als Inkrustation von Fossilien, sowie in Form von Knollen, „Kuchen“ usw. erscheinen. Der zwischen der Manganisierung und den Manganerzlagerungen im allgemeinen bestehende — im Laufe der Manganerzkerkundungsarbeiten unbedingt in

Betracht zu nehmende — Unterschied ist im allgemeinen durch das scharf abweichende Wesen der Manganerzlager von dem einschliessenden Gestein, durch ihren in Form selbständiger Schichten auftretenden Tongehalt und durch ihren organischen Materialgehalt, der fallweise auch in Form verkohlter Pflanzenreste erscheint, bedingt. Die Manganisierung ist nicht an gleiche Fazies gebunden, aber jede der bisher bekannten primären manganerzführenden Schichtenfolgen im Mittelgebirge zeugt von gleicher Ausbildung.

Wie es aus den beobachteten und beschriebenen diagenetischen Prozessen hervorgeht, ist im allgemeinen zur Hornsteinbildung nicht erforderlich, eine Übersättigung des Meereswassers mit Kieselsäure anzunehmen. Einer der Hauptfaktoren der starken Vermehrung der Organismen mit Kieselskelett ist aller Wahrscheinlichkeit nach der ständige Nachschub des zum Skelettbau erforderlichen Kieselmaterials. In der gegebenen paläogeographischen Umwelt kann dieser ständige Nachschub die Folge einer Verwitterung und Desilifikation sein, die sich auf dem, der chemischen Verwitterung ausgesetzten und das Material der Manganerzlager und der Manganisierung gelieferten Festland abgespielt haben. Da die paläogeographischen Bedingungen der Manganerzlagerbildung im Grossen und Ganzen gleich sind, ist die Verbindung der Manganerzlager mit Kieselgesteinen auf paläogeographischem, fazio-logischem und geochemischem Grunde determiniert. Für das Ganze der Erdoberfläche identische paläogeographische Verhältnisse können nicht einmal die grossen erdgeschichtlichen Vorgänge, die grossen geologischen Zyklen produzieren. Darum gibt es keine, im Weltmassstab auftretenden, sedimentären Eisen- und Manganbildungsperioden. Die in vielen Hinsichten gleichen, bzw. ähnlichen lithologischen Merkmale der alp-karpatischen Geosynklinale weisen aber im allgemeinen auf ähnliche paläogeographische, lithologische, geochemische und Fazies-Verhältnisse hin.

C) PALÄOGEOGRAPHIE, ENTWICKLUNGSGESCHICHTE

Im Schrifttum des Bakony bzw. des Transdanubischen Mittelgebirges gibt es mehrere, sich mit den Problemen der Paläogeographie befassende Arbeiten, und in zahlreichen Arbeiten sind skizzierte Vorstellungen über die Paläogeographie zu finden. Um die Klärung der paläogeographischen Verhältnisse des Gebirges im Laufe des Jura, auf Grund der tatsächlichen, ausführlichen geologischen Untersuchung des Gebirges hat man sich im wesentlichen nur wenig bemüht.

In der Literatur sind zwei Varianten des paläogeographischen Bildes des Jura im Transdanubischen Mittelgebirge bekannt.

Eine dieser Hypothesen nimmt ein solches Jura-Meer an, dessen Küsten über die Landesgrenzen weit hinausgingen. Als eine Form dieser Variante kann die Vorstellung betrachtet werden, nach welcher innerhalb des Sedimentationbeckens, infolge der Erhebung einiger Teile des Beckenuntergrundes ein Inselmeer zustandegekommen wäre. In den seichtmarinen Teilen bildeten sich die crinoideen- und brachiopodenführenden Kalke, während in der Nähe der erhobenen Gebiete sich eine tiefmarine Sedimentation abspielte. In dieser Vorstellung ist es auch (obwohl nur unausgesprochen) mit einbegriffen, dass im — durch einige Tiefbohrungen auf Kohlenwasserstoff, bis zum Grundgebirge erschlossenen — Raum zwischen dem Transdanubischen Mittelgebirge und dem Mecsek die Jura-Bildungen noch vor der Ablagerung der jüngeren Beckensedimente spurlos denudiert worden wären. Im wesentlichen vertreten H. TAEGER (1912), Gy. PRINZ (1906), K. TELEGDI ROTH (1935), J. NOSZKY jun. (1961) und B. GÉCZY (1961) diese Auffassung. L. KOVÁCS hält auf Grund der Untersuchung des klassischen Jura-Profiles des Lókúter Hügels die obige Hypothese für bestätigt. L. LÓCZY sen. und L. LÓCZY jun. teilen in erster Reihe mit Bezugnahme auf die Zusammenhänge der heutigen Verbreitung an Tagesoberfläche der Lias-Sedimente und des Hauptdolomites eine ähnliche paläogeographische Vorstellung mit.

Die andere Variante des paläogeographischen Bildes ist uns aus den, in 1910-er Jahre erschienenen Arbeiten von E. VADÁSZ bekannt. Er weist zum erstenmal auf die Möglichkeit hin, dass die Küsten von diesem Zweig des Jura-Meeres noch im Raum des Mittelgebirges zu verfolgen seien (1911, 1913). Die Küstenlinie hat er in den beiden obenerwähnten Arbeiten, parallel mit dem Streichen des Mittelgebirges, in der Höhe von Herend festgezogen.

Es soll bemerkt werden, dass E. VADÁSZ seine Auffassung, die er mit kritischer Einschätzung der grosszügigen, übersichtlichen Faziesuntersuchung der Jura-Bildungen des Transdanubischen Mittelgebirges, der räumlichen Verteilung an der Tagesoberfläche der Lias-Sedimente, der die Verteilung der Jura-Meere darstellenden Karten von NEUMAYR, LAPPARENT, HAUG und der von POMPECKJ für dieses Gebiet angefertigten paläogeographischen Kartenskizze ausgestaltet hatte, in seinem späteren Werken zum Teil abänderte. In der ersten Ausgabe seines unter dem Titel „*Magyarország földtana*“ (Geologie von Ungarn) erschienenen Werkes schreibt er in dem zusammenfassenden Kapitel über den Jura des Transdanubischen Mittelgebirges folgenden: . . . „Das Jura-Gebiet des Ungarischen Mittelgebirges, als ein Zweig des Jura-Meeres der Nordalpen lag weit von den nördlichen Küsten desjenigen, ausserhalb der heutigen Landesgrenzen. Die südlichen Küsten kamen in der

Jura-Ausbildung des Mecsek-Gebirges zum Ausdruck". In der Zusammenfassung der geologischen Kenntnisse betreffs des Jura von Gerecse ist folgendes zu lesen . . . „Die inselartigen Hebungen des Rhät waren nur im nördlichen Teil des Ungarischen Mittelgebirges vorhanden. Dementsprechend begann die Unterlias-Sedimentation hier von vorherin in inselartiger Verteilung mit Hiatus. Am Ende der Mittellias ist aber, mit ähnlicherweise ungleichmässigen Meeresbodenbewegungen, mit einer Erhebung bis zum Meeresniveau hinauf, dementsprechend mit Auflösungsprozessen kleinerer oder grösserer Stärke, eine tonige Sedimentation eingetreten." In seinem Werk „*Földtörténet és földfejlődés*" (Erdgeschichte und Erdentwicklung) weist er auf die, von ihm einerseits mit Hiatus, andererseits mit strukturellen Gründen erklärte Diskontinuität der Jura-Sedimentation von Bakony hin und gleichzeitig macht darauf aufmerksam, dass die Untersuchung der charakteristischen alpinen Ausbildungsmerkmale unter den relativ einfachen Lagerungsverhältnissen des Bakony, bezüglich der Jura-Sedimentation zahlreiche neue Möglichkeiten zur Lösung der Probleme bieten kann. In diesem Werk, im Vergleich mit seiner früher mitgeteilten paläogeographischen Hypothese, kehrt er wieder zu seiner ersten Auffassung zurück, wie davon die Gedankenfolge des folgenden Zitaten zeugt: . . . „Im südlichen Vorlande des Ungarischen Mittelgebirges war im Laufe des Jura eine, aus paläozoischen kristallinen Gesteinen bestehende Geoantiklinale vorhanden, die sich von der Achse des Balaton bis Szekszárd—Bátaszék hingezogen hat. Dieser Tatsache kann angerechnet werden, dass die reiche Jura-Serie der davon südlich gelegenen Baranyaer Inselberge, d. h. des Mecsek—Zengő-Zuges und des Villányer Gebirges von den oben beschriebenen Verhältnisse scharf abweicht. Im Transdanubischen Mittelgebirge spielte sich im Laufe des Jura eine ausschliesslich mediterrane, pelagische Sedimentation vollkommen alpinen Gepräges ab, während die Jura-Ausbildungen im Mecsek und im Villányer Gebirge neben den küstennahen, epikontinentalen lithologischen Merkmalen auch auffallende mitteleuropäische Verbindungen aufweisen. „In der zweiten erweiterten Ausgabe des Buches „*Magyarország földtana*" (Geologie von Ungarn) betont er mit gleichzeitiger Beschreibung beider obenerwähnter Möglichkeiten die Notwendigkeit weiterer ausführlicher Untersuchungen. Bezüglich des Bakony-Gebirges wiederholt er seine, in der ersten Ausgabe mitgeteilte paläogeographische Hypothese. Die lithologischen Merkmale der Jura-Ablagerungen des Mecsek-Gebirges erklärend, betrachtet er als Grundlage die in der Arbeit „*Földtörténet és földfejlődés*" gegebene paläogeographische Skizze.

Ähnlicherweise weist J. NOSZKY JUN. — der den grössten Teil der Angaben der Literatur betreffs der Jura-Bildungen von Bakony zusammengesammelt hat — auf die Mangelhaftigkeit der geologischen Kenntnisse über das Bakony-Gebirge, bzw. das Mittelgebirge, was eine richtige Beurteilung verhindert, hin. Im Jahre 1959 unterstreicht er — zusammenfassend seine, in den *Jahresberichten der Ungarischen Geologischen Anstalt* früher mitgeteilten, wesentlichen Beobachtungen und die daraus gezogenen Schlussfolgerungen — die Möglichkeit beider obigen Varianten (1961).

Nach der Aufzählung der entsprechenden Angaben der geologischen Literatur des Mittelgebirges und seiner persönlichen, hauptsächlich in Bakony durchgeführten Beobachtungen schreibt er, „dass die Jura-Bildungen des Transdanubischen Mittelgebirges sich in einem mesozoischen Meereszweig von SW—NO Streichen angehäuft haben. An einigen, wahrscheinlich tieferen

Stellen war die Sedimentation von der Trias an bis zum Jura kontinuierlich, während anderswo kleinere Hiatus aufgetreten sind." Neben dieser, an sich als eindeutig scheinenden Vorstellung teilt er die in seinen zusammenfassenden Tabellen bezüglich des Bakony angeführten Hiatus nur in Klammern und mit einem Fragezeichen mit. Ihre Verbindung mit den Baranyaer Inselbergen charakterisiert er folgenderweise: „Die heutige Verbreitung an der Oberfläche des Jura-Zuges ausgeprägter Faltenbruch-Struktur im Mecsek-Gebirge scheint viel schmäler zu sein, als diejenige des Transdanubischen Mittelgebirges. Dieser Zug weicht davon hauptsächlich mit den Lias- und Unterdogger-Ausbildungen ab und kann als ein besonderer Jura-Meereszweig aufgefasst werden, deren Fortsetzung unter dem Donau—Theiss-Zwischenstromland, über Kiskörös—Nagykörös, bis Jászkarajenő hin verfolgt werden kann." In derselben Arbeit ist als Schlussfolgerung folgendes zu lesen: „Eine besondere Eigenart des „ungarischen" Jura besteht darin, dass — mit Ausnahme der Lias-Bildungen von Mecsek — das klastische Material des die angenommenen Meereszweige voneinander abtrennenden Festlandes in den Sedimenten nicht bemerkt werden kann. Es kann also ohne weiteres angenommen werden, dass das „ungarische" Jura-See zusammenhängend und ausgedehnter war, aber die Sedimente verschiedener Zonen wurden im Laufe der Oberkreide und des Paläogen zu Teilen von Gebirgen, die einer Denudation ausgesetzt, sowie durch Meereszweige und Buchten unterbrochen waren. Die einstige Verbindung der abgelagerten Sedimente hat seitdem die Abtragung vollkommen vernichtet." Als ein Beweis hierfür fügt er noch folgendes hinzu: „Diese Auffassung scheint auch von der Tatsache bestätigt zu werden, dass die Jura-Sedimente im Laufe des Malm in unseren Gebirgen von gleicher oder ähnlicher Ausbildung sind."

Unter den Angaben neueren Datums soll die mit der vorliegenden Arbeit in Verbindung stehende vorherige Mitteilung des Verfassers (J. KONDA 1964) erwähnt werden, nach der der mesozoische Meereszweig sich am Anfang des Jura stark eingengt und gegliedert hat. Die Randausbildungen des Meereszweiges sind im Grossen und Ganzen parallel mit dem Streichen des Gebirges zu verfolgen. Die Grenzen des ausgestalteten Sedimentationsbeckens haben sich im Laufe des Jura wesentlich nicht geändert.

Zu einer ähnlichen Schlussfolgerung ist J. FÜLÖP (1964a, b) im Laufe der Untersuchung der Unterkreide-sedimentation gekommen. Seiner Meinung nach: ... „Im Raum des Mittelgebirges sind seit dem Lias mächtige Kalk- und Dolomitgebiete trockengelegt worden, auf deren Karstoberfläche zur Zeit der neukimmerischen Phase das Material der Bauxitlager sich angehäuft hat."

Die im Zuge der übersichtlichen, aber planmässigen lithologischen Untersuchung der Jura-Bildungen des Bakony, bzw. des Mittelgebirges erkannten Hiatus stellen auch genetisch bewertbare Typen dar. Neben den, in den früheren Kapiteln beschriebenen Typen kommen im Falle der roten ammonitenführenden Schichten neben der Faziesgleichheit auch kleinere stratigraphischen Lücken vor, die nur anhand feinstratigraphischer Untersuchungen nachgewiesen werden können. Ihre Ausbildung kann mit, auf eine relativ grössere Bildungstiefe zurückführbarem Hiatus bzw. mit der Wiederauflösung der Schalen verstorbener Organismen erklärt werden.

Unter den erkannten Typen als besonders wichtig erwiesen sich diejenigen, die von den — mit gewisser tektonischer Aktivität charakterisierten — Streifen

der vorwiegend auf den karbonatischen Schichtenkomplexen der Trias lagernden, die tiefgehenden Spalten des Kalkes Dachsteiner Typs ausfüllenden, mit Hiatus auftretenden Lias-Sedimente repräsentiert sind. An diese lückenhafte Schichtenfolgen schliessen sich innerhalb relativ kleinerer Entfernungen auf mässig vertiefenden Meeresboden und gleichzeitig damit auf mehr oder weniger veränderliche bionomische Verhältnisse hindeutende flach-, später tiefneritische Bildungen an.

Die erkannten Merkmale, die regionale Lage, das Auftreten und die Faziesverbindungen dieses Typus diskontinuierlicher Schichtenfolgen zeugen davon, dass die Sedimentationslücken auf Trockenlegungen zurückzuführen sind. Von der submarinen Dereption, von den Wiederauflösungsprozessen wird das Vorhandensein der stratigraphisch inhomogenen Brekzien, die in der unteren sog. Basisschicht der mit Hiatus lagernden Formation vorkommen und die aus dem klastischen Material des Liegenden und im Falle von sich wiederholender Ablagerung, häufig aus dem Material der in der unmittelbaren Nähe befindlichen älteren Jura-Gesteine bestehen, nicht erklärt.

Dieser Typus der diskontinuierlichen Jura-Sedimente kann in ganzer Länge des Bakony bzw. in jeder Gebietseinheit des Mittelgebirges, und zwar im Vértés, im Gerece und auch im Pilis verfolgt werden.

Auf Grund der in ihren Einzelheiten aus dem Bakony beschriebenen, aber im ganzen Raum des Mittelgebirges gleichen, lithologischen und Fazies-Merkmale kann festgestellt werden, dass der mesozoische Sedimentationsbeckenteil des Mittelgebirges am Anfang des Jura bedeutend gegliedert, differenziert wurde. Die regionale Verteilung und räumliche Lage der mit Hiatus lagernden Sedimente des Obersinemurien, Oberpliensbachien, Toarcien, Bajocien und Kimmeridge deuten darauf hin, dass die nach der Ablagerung der Kalksteine Dachsteiner Typs entstandenen lithologischen und Faziesverhältnisse bis zum Ende des Jura bzw. — insofern sowohl die an einigen Stellen bis zum Barrémien fortdauernde Sedimentation als auch die regionale Verteilung und lithologischen Merkmale der von J. FÜLÖP beschriebenen Unterkreide-Ablagerungen in Betracht genommen werden — auch noch in der Unterkreide erhalten geblieben sind.

Die beschriebenen lithologischen und Faziesverhältnisse können auf Bewegungen zurückgeführt werden, die keine mit einfachen Methoden messbare Winkeldiskordanz hervorgerufen haben, nur in der Zone von lückenhaften Jura auftreten, in tektonischen Störungen zum Ausdruck kommen und sich periodisch wiederholen. Die Tatsache, dass die strukturellen und damit verbundenen Merkmale des Jura im Mittelgebirge sich im Laufe des Jura nicht wesentlich verändert haben, deutet auf den epirogenen Charakter der Bewegungen hin, während die bemerkbare Periodizität von einer Verbindung mit den orogenen Phasen zeugt. In unserem Raum ist die erste, von K. TELEGDİ ROTH „Tisia-Phase“ genannte, auch eine Winkeldiskordanz hervorgerufene Bewegungsphase noch von der Ablagerung der sog. Munierien-Ostracodentonserie des Apt aufgetreten. Dieser, in den Eplényer Manganerzschürfböhrungen erschlossene Munierien-Ostracodenton lagert mit Winkeldiskordanz auf denudierten Oberdogger-, Malm- und Unterkreide-Ablagerungen.

Die Deutung der Fazies- und lithologischen Merkmale der manganerzföhrnden Schichtenkomplexe, bzw. der räumlichen Lage der bisher bekannten Vorkommen benötigt auch weitere paläogeographische Erwägungen.

Das Problem der Herkunft der Manganerzlager ist gerade infolge der

mehreren möglichen Varianten des paläogeographischen Bildes noch unklar. Das vollkommene Fehlen der Vulkanite im Jura des Mittelgebirges schliesst die Möglichkeit einer an submarinen Vulkanismus gebundenen Vererzung aus. Unter Berücksichtigung der diskontinuierlichen Schichtenfolgen, des unklaren Wesens ihrer räumlichen Lage und der „pelagischen Merkmale“ der Sedimentation können die Ursachen der Manganerzbildung und der Hiatus nur in kalten Meeresströmungen gesucht werden. Unsere mit den Angaben der geochemischen Literatur übereinstimmenden Untersuchungen weisen darauf hin, dass das Mangan terrigener Herkunft auf eine grössere Entfernung von den einstigen Küsten weg, nur an feine, im Schwebezustand transportierte, kolloidal-disperse Tonmineralien gebunden transportiert werden kann. Dieser Mangan Gehalt verteilt sich dispers in den Sedimenten.

Die manganerzführenden Schichtenkomplexe lokalen Auftretens mit, tonigen, mergeligen, häufig an organischem Material reichen Einlagerungen die auch kleine verkohlte Pflanzenreste mit enthalten, deuten auf die küstennahen Ablagerungsstellen eines vom ehemaligen Festland im südlichen Vorland des Mittelgebirges stammenden Materials hin.

Auf Grund der von der Ungarischen Geologischen Anstalt an den Lias-Ablagerungen des Mecsek-Gebirges durchgeführten sediment-petrographischen und lithologischen Untersuchungen kann auf das einstige Vorhandensein dieses Festlandes geschlussgefolgert werden. Nach E. NAGY stammt das Material der Unterlias-Bildungen von einem, N—NW vom Mecsek-Gebirge gelegenen Festland (Ergebnisbericht an der von der Ungarischen Geologischen Anstalt in Pécs am 17. März 1965 gehaltenen Sitzung). Trotz der übereinstimmenden Ergebnisse der im Mittelgebirge und im Mecsek durchgeführten Untersuchungen bedarf der in der Sedimentation beider Gebiete wahrgenommene Unterschied einer weiteren Klärung. Dieser kann, neben den voneinander abweichenden tektonischen Merkmalen beider Gebiete, auch durch die Asymmetrie der Morphologie des Zwischenlandes bedingt sein, die zur Zeit der Obertrias—Lias aller Wahrscheinlichkeit nach bestand und im Laufe des Dogger—Malm stufenweise nachliess.

Für das an terrigenem Material arme Wesen des jurassischen Sedimentationsbeckens im Mittelgebirge waren die triadischen Karbonatkomplexe, die den Rand des Mittelgebirges Meereszweiges bildeten, in bedeutendem Masse verantwortlich. Diese aus Karbonatgesteinen bestehende Morphologie hat — da sie klastisches Material bedeutender Menge nicht lieferte und eine Materialzufuhr von ferner gelegenen Teilen des Festlandes verhinderte — doch im Falle der küstennahen Lage solche bionomischen Verhältnisse pelagischen Charakters hervorgerufen, die der Küstennähe scheinbar widersprechen.

Die manganerzführenden Schichtenkomplexe haben sich in jenen Teilen des jurassischen Meereszweiges des Mittelgebirges ausgebildet, wo die Zufuhrstellen von feinem terrigenem Material durch die zur Zeit bekannten ältesten Bruchstrukturelemente des Mittelgebirges, welche auch für die Schollentektonik des Sedimentationsbeckens verantwortlich sind, preformiert waren. Das lokale Auftreten der manganerzführenden Schichtenkomplexe, ihre von den übrigen Jura-Sedimenten abweichenden Faziesverbindungen, Faziesmerkmale, ihr aus Pelit, seltener aus Schluffstein bestehendes Material weisen also auf eine Materialzufuhr von einem inselartigen Festland hin, das zwischen dem Mittelgebirge und dem Mecsek lag und überwiegend aus kristallinen Gesteinen bestand.

Falls das oben skizzierte Bild mit den wohl bekannten Bedingungen sedimentärer Manganerzbildung verglichen werden, ist damit eine gute Übereinstimmung zu erkennen. Die wichtigsten paläogeographischen Bedingungen der sedimentären Manganerzbildung können im Folgenden zusammengefasst werden. Das Abtragungsgebiet muss ein solches Festland sein; dessen Ausdehnung ziemlich gross ist, das kein, aus physikalischer Verwitterung herrührendes klastisches Material liefert; auf dem die morphologischen Unterschiede gering sind, und das hauptsächlich einer chemischen Verwitterung ausgesetzt ist. Es scheint ein solches Flussnetz bedeutend zu sein, das ziemlich geringe Klastite produziert, das aber die Manganverbindungen aus einer relativ grossen Oberfläche einzieht und im Raume der Flussmündungen konzentriert. Von einigen Verfassern wird die geringe Menge des klastischen Materials durch die im Vorlande des Gebirges entstandene Klärbecken erklärt.

Die lückenhaften Jura-Komplexe der N—NW von Zirc an der Tagesoberfläche vorhandenen „Gegenflanke“ des Mittelgebirges zeugen, ähnlich dem im S angenommenen Festland, von einer kleinen, nur in geringem Masse erhobenen Insel.

Unseren gegenwärtigen Kenntnissen nach bildete der Sedimentationsbeckenteil des Bakonyer Jura einen relativ engen, in NO—SW Richtung laufenden Meereszweig innerhalb der durch submarine Rücken zerteilten grossen Synklinale der Alp-Karpaten.

D) PRAKTISCHE BEZIEHUNGEN

a) Nach der Erschliessung des im Jahre 1917, im Laufe von Erkundungsarbeiten auf Kohle erkannten Manganerzlagerstätte Úrkút führten die auf, an der Tagesoberfläche vorhandene Manganerztrümmer basierten Schürfungen zur Manganerzgewinnung mit Tagebau zunächst in Úrkút—Csárdahegy, später in Eplény.

Daran anschliessend wurde, obwohl auf Grund unrichtiger Hypothesen, die Erkundung der Gebiete mit eoänem und kretazischem Hangenden in Angriff genommen. Sie beschränkte sich im Grunde genommen auf die unmittelbare Umgebung der Manganerzgruben und erweiterte, mit Erschliessung der Úrkúter aufgelockerten bzw. stellenweise schwach umgelagerten oxydischen Manganerzlager, die Möglichkeiten der Förderung.

Die Entwicklung des Manganerzgewinnung und die damit zunehmenden Erschliessungs- und Untersuchungsmöglichkeiten führten zur Erkennung der submarinen Ausbildung des liassischen primären Erzes bzw. der karbonatischen Erze. Die Zusammenfassung und Deutung dieser Untersuchungsergebnisse hatten die Hypothese einer Erzbildung durch kalte Meeresströmungen in einem Inselmeer, das auf dem Territorium des heutigen Mittelgebirges existiert hätte, zur Folge. Zu dieser Zeit hat in erster Reihe J. NOSZKY jun. im Rahmen der von der Geologischen Anstalt durchgeführten Aufnahmen, in grossen Zügen die Verbreitung des stratigraphischen Hangenden — d. h. der Oberlias- und jüngeren Jura-Bildungen — des „liassischen manganerzführenden Horizontes“ bestimmt. Auf Grund dieser geologischen Kenntnisse ergab sich ohne weiteres die Vorstellung, dass die Möglichkeiten zur Manganerzerkundung auf alle solche Gebiete des Bakony bzw. des Mittelgebirges extrapoliert werden könnten, wo Oberlias- und jüngere Jurabildungen vorkommen. Diese Auffassung hätte den Problembereich der Manganerzerkundung in extremem Falle nur auf die Fragen der Bohrkapazität beschränkt. Die Ausdehnung des auf diese Art feststellbaren Gebietes und dadurch die erforderlichen Aufwendungen auf Erkundungs- und Sucharbeiten wären ausserordentlich gross falls eine solche Netzdichte angewandt werden sollte, die die Entdeckung einer, in Grösse mit der Eplényer vergleichbaren Lagerstätte nicht verpassen liesse.

Die vom Verfasser durchgeführten lithologischen und Faziesstudien haben die tektonischen und paläogeographischen Verhältnisse umrissen, die in der Ausbildung des manganerzführenden Komplexes eine bestimmende Rolle spielten. Die praktische Nutzung der neuen Kenntnisse ermöglicht uns, die für die Manganerzbildung günstigsten Gebieteile des jurassischen Sedimentationsbeckens im Mittelgebirge auf Grund lithologischer, tektonischer und paläogeographischer Kriterien nachzuweisen bzw. entsprechende Sucharbeiten einzuleiten. Das erste Ergebnis solcher Sucharbeiten war der Nachweis der Vorkommen des manganerzführenden Komplexes im Raume von Mór—Bodajk.

b) Die Jura-Gesteine des Mittelgebirges werden ausser der Bauindustrie auch durch die Schmirgel- und der Keramikindustrie nutzbar gemacht. In der Nähe der Gemeinde Lókút wurde Lias-Hornstein ein paar Jahre zwecks Nutzung in der Schmirgelindustrie gewonnen. Die Kenntnis der Beschaffen-

heiten und der Entstehungsverhältnisse dieser Hornsteine ermöglicht uns, den besten Rohstoff mit relativ geringen Aufwendungen zu erkunden.

c) Auf Grund des oben skizzierten lithologischen, faziologischen und paläogeographischen Bildes werden die Möglichkeiten für die Sucharbeiten auf andere nutzbaren Bodenschätze, darunter auf nutzbare Spurenelemente im Mittelgebirgsjura auf sehr gering geschätzt bzw. die Notwendigkeit von diesbezüglichen Untersuchungen und Einschätzungen wird lediglich für den breiteren Raum der manganerzführenden Schichtengruppen berechtigt.

IRODALOM – BIBLIOGRAPHIE

- ANDRUSOV, D. 1959: Geologia Ceskoslovenskyh Karpát. — Bratislava.
- AUBOUIN, J. 1965: Réflexions sur le faciès „Ammonitico rosso”. — Bull. Soc. Geol. de France, 7. ser. Tom. 6. No 4. 1964, Paris.
- BÁRDOSY GY. — KONDA J. — RAPPNÉ SÍK S. — TOLNAY V. 1965: Kristobalit v Bat-Kellovejszkih radiolaritah gor Bokon. — Izdatyelszvo „Nauka” Moszkva.
- BÖCKH J. 1874: A Bakony déli részének földtani viszonyai. II. rész. — Földt. Int. Évk. 3. k. Bpest.
- CSEH — NÉMETH J. 1958: Az úrkúti mangánéretelep kifejlődési típusai. — Földt. Közl. 88. k. 4. f. Bpest.
- CSEH — NÉMETH J. 1963: Mesztorozsdenie margancevüh rud jurszkogo vozraszta Bokoni. — Karpato — Balkanszkaja Geologicseszskaja Asszociacija, V-űj sz'ezd. Bukarest.
- DUBAY L. 1962: Az Észak-Zalai-medence fejlődéstörténete a kőolajkutatás tükrében. — Földt. Közl. 92. k. 1. f. Bpest.
- FÖLDVÁRI A. 1933a: Die Manganerzlagerstätten des Bakonygebirges in Ungarn. — Földt. Közl. 62. k. Bpest.
- FÖLDVÁRI A. 1933b: Tektonikai megfigyelések a Dunántúli Középhegységben. — Földt. Közl. 63. k. Bpest.
- FÖLDVÁRI A. 1933c: A Dunántúli Középhegység eocén előtti karsztja. — Földt. Közl. 58. k. Bpest.
- FÖLDVÁRI A. 1940: Az eplényi áttolódás a Bakonyhegységben. — Földt. Közl. 70. k. 7–9. f. Bpest.
- FÜLÖP J. 1960: A Vértes-hegység júraidőszaki képződményei. — Földt. Közl. 90. k. 1. f. Bpest.
- FÜLÖP J. 1964a: A bakonyhegységi alsó kréta. — Földt. Int. Évi. Jel. 1961-ről. Bpest.
- FÜLÖP J. 1964b: A Bakonyhegység alsó kréta (berriázi-apti) képződményei. — Geol. Hung. ser. Geol. Tom. 13. Bpest..
- FÜLÖP J. — KNAUER J. — VIGH G. 1965: Teljes júra szelvény a Vérteshegységből. — Földt. Közl. 95. k. 1. f. Bpest.
- GEYER G. 1886a: Ueber die Lagerungsverhältnisse der Hierlats-Schichten in der südlichen Zone der Nordalpen vom Pass Pyhra die zum Achensee. — Jahrb. der k. k. Geol. Reichs. Band 36. Wien.
- GEYER G. 1886b: Ueber die liasischen Cephalopoden des Hierlats bei Hallstatt. — Abhandl. der k. k. Geol. Reichsanst. Band 12. Wien.
- GEYER G. 1893: Ueber die liasischen Brachiopoden des Hierlats bei Hallstatt. — Abhandl. der k. k. Geol. Reichsanst. Band 15. Wien.
- GÉCZY B. 1961: A bakonyesernyei Tűzkövesárok júra rétegsora. — Földt. Int. Évk. 49. k. 2. f. Bpest.
- GILEWSKA S. 1964: Fossil karst in Poland. — Erdkunde, Archiv für Wissenschaftl. Geograph. Band 18. h. 2. Bonn.
- GRASSELY GY. — CSEH — NÉMETH J. 1961: Data on the geology and mineralogy of the manganese ore deposits of Úrkút I. — Acta Mineralogica-Petrographica, Tom. 14. Szeged.

- HANTKEN M. 1873: Új adatok a D-i Bakony föld- és őslénytani ismereteihez. — Földt. Int. Évk. 3. k. Bpest.
- HANTKEN M. 1884: A magyarországi mész és szarukövek góresövi alkatáról. — Math. és Term.-tud. Ért. 2. k. Bpest.
- HEIM A. 1924: Über submarine Denudation und chemische Sedimente. — Geol. Rundschau. Band 15. Berlin.
- HEIM A. 1934: Stratigraphische Kondensation. — Eclogae. geol. Helv. 17. Basel.
- HOFMANN K. 1884: Jelentés az 1883. év nyarán a Duna jobbpartján Ó-Szöny és Piszke közt foganatosított földtani részletes felvételekről. — Földt. Közl. 14. k. Bpest.
- HOJNOS R. 1916: Adatok a magyarhoni fossilis Radiolariák ismeretéhez. — Földt. Közl. 46. k. Bpest.
- HOJNOS R. 1943: Adatok Sümeg geológiájához. — Földt. Int. Évi Jel. 1939—1940-ról. Bpest.
- KOCH A. 1875: A Bakony északnyugati részének másodkori képletei. — Földt. Közl. 5. évf. 5. sz. Bpest.
- KOCH N. 1912: A Magyar Középhegység júrafáciasei. — Koch emlékkönyv. Bpest.
- KOCH S.—GRASSELY GY. 1952: Magyarországi mangánércelőfordulások ásványai. — Magy. Tud. Akad. Műsz. Tud. Oszt. Közl. 5. k. 3. sz. Bpest.
- KONDA J. 1964: A Bakonyhegység júraidőszaki képződményeinek üledékföldtani vizsgálata. — Kandidátusi disszertáció rövid kivonata. — Földt. Int. Évi Jel. 1961-ről. I. rész, Bpest.
- KOVÁCS L. 1931: Adatok az Északi Bakony júráképződményeinek ismeretéhez. — Közl. a debreceni Tisza I. Tud. Egyet. ásv.-földt. intézetéből. Debrecen.
- KOVÁCS L. 1933: Néhány középső liászkorú ammoniteszfaj az északkeleti Bakonyból. — Földt. Közl. 62. k. Bpest.
- KOVÁCS L. 1934: Ammoniteszfauna a bakonyi Káváshegy középső liászkorú üledékeiből. — Földt. Közl. 64. k. Bpest.
- KOVÁCS L. 1936: A lókúti domb liászképződményeinek sztratigráfiai viszonyai. — Közl. a debreceni Tisza I. tud. egyet. ásv.-földt. intézetéből (Tisza I.) Debrecen.
- KOVÁCS L. 1942: Monographie der liassischen Ammoniten des Nördlichen Bakony. Anhang: Stratigraphie der Jurabildungen. — Geol. Hung. ser. Pal. Fasc. 17. Bpest.
- KOVÁCS L. 1943: Über eine neue Posidonomya-Art aus den älteren Schichten des unteren Lias im Bakonygebirge. — Földt. Közl. 73. k. Bpest.
- KOVÁCS L. 1949: Posidonomyás rétegek kifejlődése az Északi Bakony alsó liász csoportjában. — Acta Geol. et Paleont. Fasc. 1. Bpest.
- KOVÁCS L. 1951: A Káváshegy júrákorú üledékeinek sztratigráfiai és mikrotektonikai viszonyai. — Földt. Int. Évi Jel. 1945—1947-ről. 2. k. Bpest.
- KOVÁCS L. 1955: Die mesozoische Paläogeographie Transdanubiens. — Bányamérn. és Földmérőmérnöki Karok Közl. 18. k. Bpest.
- KOVÁCS L. 1956a: A bakonyi júratenger Káváshegy-lókúti részének bionómiai vonatkozásai a fáciesváltozások tükrében. — Kandidátusi disszertáció. Sopron.
- KOVÁCS L. 1956b: Manganerzausscheidung in den jurassischen Ammonitenmeeren. — Bányamérn. és Földmérőmérn. Karok Közl. 19. k. Sopron.
- KOVÁCS L. 1956c: Die Charakteristischen Züge der Lebensweise der Ammoniten mit Hinsicht auf die Faziesbestimmung. — Bányamérn. és Földmérőmérn. Karok Közl. 19. k. Sopron.
- KOVÁCS L. 1960a: Einige Ergebnisse der Analyse einzelner Bakonyer Juraprofile. — Nehézip. Műsz. Egyet. Közl. 21. k. Miskolc.
- KOVÁCS L. 1960b: Die Widerspiegelung klimatischer Wirkungen in den jurassischen Ablagerungen. — Nehézipari Műsz. Egyet. Közl. 21. k. Miskolc.
- KOVÁCS L. 1961: Bionómiai kérdések a bakonyi júratengerrel kapcsolatban. — Nehézip. Műsz. Egyet. magyar nyelvű közl. 6. k. Miskolc.
- KOVÁCS L. 1963: A bakonyi júratenger Káváshegy—Lókúti részének bionómiai vonatkozásai a fáciesváltozások tükrében. I. rész. — Magy. Tud. Akad. Műsz. Tud. Oszt. Közl. 32. k. Bpest.

- KOVÁCS L. 1965a: A bakonyi júratenger Káváshegy—Lókúti részének bionómiai vonatkozásai a fáciesváltozások tükrében. II. rész. — *Magy. Tud. Akad. Műsz. Tud. Oszt. Közl.* 35. k. Bpest.
- KOVÁCS L. 1965b: A bakonyi júratenger Káváshegy—Lókúti részének bionómiai vonatkozásai a fáciesváltozások tükrében. III., IV., V. rész. — *Magy. Tud. Akad. Műsz. Tud. Oszt. Közl.* 36. k. Bpest.
- KUENEN PH. H. 1950: *Marine Geology*. — New-York—London.
- KULCSÁR K. 1913: Földtani megfigyelések a Gerecsehegységben. — *Földt. Közl.* 43. k. Bpest.
- KULCSÁR K. 1914: A Gerecsehegység középső liászkorú képződményei. — *Földt. Közl.* 44. k. Bpest.
- LÓCZY L. ID. 1913: A Balaton környékének geológiai képződményei és ezeknek vidékek szerinti telepődése. — *A Balaton tud. tanulm. eredményei.* I. k. I. rész. Bpest.
- LÓCZY L. IFJ. 1915: A villányi callovien-ammoniteszek monográfiája. — *Geol. Hung. I. Fasc.* 3—4. Bpest.
- LÓCZY L. IFJ. 1940: Hozzászólás Földvári Aladár „Az eplényi áttolódás a Bakonyhegységben” c. előadásához. — *Földt. Közl.* 70. k. Bpest.
- MAHEL M. 1961: A Központi Kárpátok mezozoikumának új felosztása és földtörténeti fejlődése. — *Földt. Int. Évk.* 49. k. I. f. Bpest.
- MARSHALKÓ B. 1926: Az úrkúti mangánércelőfordulás és jelentősége. — *Magy. Mérn. és Építészegylet Közl. Havi Füzetek.* 3. évf. Bpest.
- MEINHARD V. 1921: *Manganerzlager bei Úrkút in Ungarn*. — *Stahl u. Eisen*.
- NAGY K. 1955: Az úrkúti mangánkarbonátos érctelep ásványos alkata. — *Földt. Közl.* 85. k. 2. f. Bpest.
- NOSZKY J. IFJ. 1935: Adatok Lókút község vízellátásának kérdéséhez. — *Hidr. Közl.* 14. k. Bpest.
- NOSZKY J. IFJ. 1941: Adatok a Bakony Zirc és Pénzeskút közötti részének földtani ismeretéhez. — *Földt. Int. Évi Jel.* 1936—1938-ról. I. k. Bpest.
- NOSZKY J. IFJ. 1943: Földtani vázlat az Észak-Bakony belső részéből. — *Földt. Int. Évi Jel.* 1939—1940-ról. I. k. Bpest.
- NOSZKY J. IFJ. 1945: Földtani megfigyelések a bakonyi Kőrös-Kékhegy vonulat K-i lejtőjén és a Papod hegycsoportban. — *Földt. Int. Évi Jel.* 1941—1942-ről. I. k. Bpest.
- NOSZKY J. IFJ. 1952a: Jelentés az 1944. évi sümegi földtani felvétetről. — *Földt. Int. Évi Jel.* 1944-ről. Bpest.
- NOSZKY J. IFJ. 1952b: A bakonyi mangánérc rétegtani helyzete és kutatási kilátásai. — *Magy. Tud. Akad. Műsz. Tud. Oszt. Közl.* 5. k. 3. f. Bpest.
- NOSZKY J. IFJ. 1953a: A Szentgál-, Herend-, Márkó-, Városlőd-környéki júra-területek földtani felvétele. — *Földt. Int. Évi Jel.* 1941—1942-ről. Zárókötet. Bpest.
- NOSZKY J. IFJ. 1953b: Előzetes jelentés a Szentgál-környéki földtani felvétetről. — *Földt. Int. Évi Jel.* 1943-ról. Befejező rész. Bpest.
- NOSZKY J. IFJ. 1957: A Bakonyhegység északi részének földtani térképe. (Az IFJ. NOSZKY J. által felvett területek.) — *Földt. Int. Évk.* 46. k. 3. f. Bpest.
- NOSZKY J. IFJ. 1959: Útmutató a bakonyhegységi kirándulásokhoz. — *Kirándulásvezető a magyarországi mezozoós konferencia résztvevői számára.* Bpest.
- NOSZKY J. IFJ. 1961: Magyarország júra képződményei. — *Földt. Int. Évk.* 49. k. 2. f. Bpest.
- NOSZKY J. IFJ.—SIKABONYI L. 1953: Karbonátos mangánüledékek a Bakonyhegységben. — *Földt. Közl.* 83. k. 10—12. sz. Bpest.
- ORMOS E. 1937: A bakonyi Kékhegy alsó liász kori Brachiopoda faunája. — *Tisia.* 2. k. Debrecen.
- PANTÓ D. 1928: Jelentés az úrkúti mangánbányászat jelenlegi állapotáról. — *MÁFI Adattár. Kézirat.*
- PAPP F. 1935: Érvizsgálatok hazai előfordulásokon. — *Földt. Közl.* 63. k. Bpest.
- PÁVAI—VAJNA F. 1930: Magyarország hegységeinek szerkezeti vázlata. — *Földt. Közl.* 60. k. Bpest.
- POBOZSNY I. 1928: A Vérteshegység bauxit-telepei. — *Földt. Szemle* I. k. 5. f. Bpest.

- POCTA F. 1887: Magyarország néhány kőzetében előforduló spongiatükről. — Földt. Közl. 17. k. Bpest.
- PRESTON E.—CLOUD I. 1962: Environment of Calcium Carbonate Deposition West of Andros Islands Bahamas. — (Geological Survey professional Paper 350) United States Government Printing Office, Washington.
- PRINZ GY. 1906: A magyarországi liász partvonalainak helyzetéről. — Földr. Közl. 34. k. Bpest.
- RUHIN L. B. 1962: Osznovü obščej paleogeografii. — Leningrad.
- SCHAFARZIK F. 1890: Adatok a Bakony geológiájához. — Földt. Közl. 20. k. Bpest.
- SCHAFARZIK F. 1918: Űrkúti szénfeltárási munkálatok és mangánércelőfordulás. — MÁFI Adattár. Kézirat
- SIDÓ M. 1952: Az űrkúti mangánösszlet fedőrétegének Foraminiferái. — Földt. Közl. 82. évf. 10—12. sz. Bpest.
- SIDÓ M.—SIKABONYI L. 1953: Az űrkúti és eplényi mangánérc-terület mikropaleontológiai kiértékelése. — Földt. Közl. 83. évf. 10—12. sz. Bpest.
- SIKABONYI L. 1954: Mangánércutató az űrkúti és eplényi mangánércbányák környékén. — Földt. Int. Évi Jel. 1952-ről. Bpest.
- SZABÓNÉ DRUBINA M. 1957: A magyarországi mangánérccek földtani és üledékásványtani jellege. — Földt. Közl. 87. évf. 3. f. Bpest.
- SZABÓNÉ DRUBINA M. 1959a: Az eplényi mangánércelőfordulás közettani viszonyai. — Földt. Int. Évi Jel. 1955—1956-ról. Bpest.
- SZABÓNÉ DRUBINA M. 1959b: Manganese deposits of Hungary. — Economic Geology. Vol. 54.
- SZABÓNÉ DRUBINA M. 1961: A bakonyi liász mangántelepek. — Földt. Int. Évk. 49. k. 4. f. Bpest.
- SZABÓNÉ DRUBINA M. 1962: Bakony hegységi júraképződmények közettani vizsgálata. — Földt. Int. Évi Jel. 1959-ről. Bpest.
- SZÁDECZKY-KARDOSS E. 1955: Geokémia. — Bpest.
- SZENTES F. 1953: A Herend és Eplény közötti terület földtani áttekintése. — Földt. Int. Évi Jel. 1950-ről. Bpest.
- SZENTES F. 1961: A magyarországi mezozoos kéregmozgások. — Földt. Int. Évk. 49. k. 3. f. Bpest.
- SZLAVIN, V. I. 1961: A közbenső tömegek problémája az alpi geoszinklinális területén. — Földt. Int. Évk. 49. k. 3. f. Bpest.
- SZTRAHOV N. M. 1962: Osznovü teorii litogeneza. — Moszkva.
- TAEGER H. 1911: Adatok az északi Bakony geológiájához. — Földt. Int. Évi Jel. 1909-ről. Bpest.
- TAEGER H. 1912a: Adatok a Bakony felépítéséhez és földtörténeti képehez. — Földt. Int. Évi Jel. 1910-ről. Bpest.
- TAEGER H. 1912b: További adatok a Bakony földtani viszonyaihoz. — Földt. Int. Évi Jel. 1911-ről. Bpest.
- TAEGER H. 1914: A tulajdonképpeni Bakony középső részére vonatkozó földtani jegyzetek. — Földt. Int. Évi Jel. 1913-ről. Bpest.
- TAEGER H. 1915: Újabb megfigyelések a tulajdonképpeni Bakony nyugati végéről és középső részéből. — Földt. Int. Évi Jel. 1914-ről. Bpest.
- TAEGER H. 1936: Regionale Geologie des Bakony I. — Geol. Hung. ser. Geol. Tom. 6. Bpest.
- TELEGDI-ROTH K. 1935a: Adatok az északi Bakonyból a magyar középső tömeg fiatal mezozoos fejlődéstörténetéhez. — Mat. és Term. tud. Ért. 52. k. Bpest.
- TELEGDI-ROTH K. 1935b: Adatok a déli Vértes és az északi Bakony földtani viszonyaihoz. — Földt. Int. Évi Jel. 1925—1928-évekről. Bpest.
- TELEGDI-ROTH K. 1935c: Ósállattan. — Bpest.
- Treatise on Marine Ecology and Paleocology. I. — Geol. Soc. of Amer. Mem. 67. Washington. 1957.

- TRÜMPY R. 1960: Paleotectonik Evolution of the Central and Western Alps. — Bull. of the Geol. Soc. of Amer. Vol. 71.
- VADÁSZ E. 1911: A déli Bakony júrarétegei. — A Balaton Tud. Tanulm. Eredm. 1. k. 1. rész. Függelék: A Balatonmellék paleontológiája. Bpest.
- VADÁSZ E. 1913: Üledékképződési viszonyok a Magyar Középhegységben a júra időszak alatt. — Math. és Term. tud. Ért. 31. k. Bpest.
- VADÁSZ E. 1935: A dunántúli bauxitképződés és mangánkeletkezés földtani kora. — Bány. és Koh. Lapok 68. évf. 9. sz. Bpest.
- VADÁSZ E. 1945: A Dunántúl hegyszerkezeti alapvonalai. — Dunántúli Tud. Int. kiadv. 3. sz.
- VADÁSZ E. 1952: A bakonyi mangánképződés. — Magy. Tud. Akad. Műsz. Tud. Oszt. Közl. 5. k. 3. sz. Bpest.
- VADÁSZ E. 1953a: A bakonyi mangánércképződés földtani dialektikája. — Földt. Közl. 83. évf. 1—3. sz. Bpest.
- VADÁSZ E. 1953b: Magyarország földtana. I. kiadás. — Bpest.
- VADÁSZ E. 1954: Magyarország földtani nagyszerkezeti vázlata. — Magy. Tud. Akad. Műsz. Tud. Oszt. Közl. 4. k. 1—3. sz. Bpest.
- VADÁSZ E. 1957: Földtörténet és földfejlődés. — Bpest.
- VADÁSZ E. 1960: Magyarország földtana. II., átdolgozott és bővített kiadás. Bpest.
- VADÁSZ E. 1961: A magyarországi mezozoikum alapvető kérdései. — Földt. Int. Évk. 49. k. 1. f. Bpest.
- VAJK R. 1943: Adatok Dunántúl tektonikájához geofizikai adatok alapján. — Földt. Közl. 73. k. Bpest.
- VIGH G. 1943: A Gerecsehegység északnyugati részének földtani és őslénytani viszonyai. — Földt. Közl. 73. k. 4—9. f. Bpest.
- VIGH G. 1961a: A Gerecsehegység Ny-i felének földtani vázlata. — Földt. Int. Évk. 49. k. 2. f. Bpest.
- VIGH G. 1961b: A gerecsei júra üledékek fácieskérdései. — Földt. Int. Évk. 49. k. 2. f. Bpest.
- VIGH G.—IFJ. NOSZKY J. 1941: Előzetes jelentés az úrkúti mangánbánya környékén végzett földtani vizsgálatokról. — Földt. Int. Évi Jel. 1936—1938-ról. 1. k. Bpest.
- VITÁLIS I. 1935: Az úrkúti mangánérc. — Bány. és Koh. Lapok 68. k. Bpest.
- WÄHNER F. 1886: Zur heteropischen Differenzierung des alpinen lias. — Vehr. Geol. Reichs. 7. Bécs.
- WEIN GY. 1934: Zire környékének titon rétegei. — Földt. Közl. 64. k. Bpest.
- WENDT J. 1963: Stratigraphisch-Paläontologische Untersuchungen im Dogger West-siziliens. — Boll. Della Soc. Pa. Ital. Vol. 2. 1. Modena.

